ORSAY
Série A. N°
N° D'ordre 3
141

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD

CENTRE D'ORSAY

pour obtenir le titre de Docteur

d'Université

spécialité:
géologie

mention:
pétrographie_
volcanologie

par

Emmanuel BERGER

LE VOLCANISME RÉCENT DE L'ARDÈCHE

soutenue le 16 février 1973 devant la commission d'examen

MM.

JURY

- R. BROUSSE président_rapporteur
- J. GOGUEL
- M. LEMOINE
- M. STEINBERG
- H. TAZIEFF

examinateurs

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD

CENTRE D'ORSAY

pour obtenir le titre de Docteur

d'Université

spécialité:
géologie

mention:
pétrographie_
volcanologie

par

Emmanuel BERGER

LE VOLCANISME RÉCENT DE L'ARDÈCHE

soutenue le 16 février 1973 devant la commission d'examen

MM.

JURY

R. BROUSSE président_rapporteur

J. GOGUEL
M. LEMOINE
M. STEINBERG
H. TAZIEFF

examinateurs

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

LE VOLCANISME RECENT DE L'ARDECHE

DEUXIEME PARTIE

- DESCRIPTION ET CHIMISME DES ENCLAVES
- REACTIONS ENTRE LAVES ET ENCLAVES
- CONCLUSIONS PETROGENETIQUES, PROBLEMES POSES

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548016_0023

Pages

DEUXIEME PARTIE -

DESCRIPTION ET CHIMISME DES ENCLAVES

REACTIONS ENTRE LAVES ET ENCLAVES

CONCLUSIONS PETROGENETIQUES, PROBLEMES POSES

CHAPITRE XII - LES NODULES DE PERIDOTITE

INTRODUCTION 245

I. GENERALITES 245

1) Gisements, morphologie et taille des nodules 245
a. Dans les projections 245
b. Dans les coulées 246

2) Volume relatif des nodules de péridotite 246

3) Minéraux constitutifs des nodules 246

4) Texture et structure des nodules de péridotite 246

II. ETUDE DES MINERAUX DES NODULES 261

1) L'olivine 261
a. Description 261
b. Propriétés optiques 261
c. Chimisme 263
) Mesure de l'angle des axes optiques 263
) Méthode roentgénographique de YODER et SAHAMA 263
) Analyse chimique 263
d. Altérations 269
) Rubéfaction sans hydratation 269
) Iddingsitisation 270 & 272
) Chloritisation et serpentinisation 271

Pages

2) La bronzite 271
a. Description 271
b. Propriétés optiques 271
c. Chimisme (tableaux) 274
d. ALtération 273

3) Le diopside 276
a. Description 276
b. Chimisme 276

4) Les spinelles 285
a. Description 285
b. Chimisme 285
- diagramme de SOKOLOV 285
- classification de PALACHE et al.. 286

5) La pargasite 292
a. Description 292
b. Chimisme 295
c. Signification de la présence d'amphiboles 297

III. REACTIONS DES MINERAUX DES NODULES AVEC LE BASALTE 298

IV. ANALYSES MODALES 298

V. ANALYSES CHIMIQUES 302

VI. CONCLUSIONS PETROGENETIQUES 308

1) Le problème de l'origine des nodules de péridotites 308
2) Conditions de cristallisation des péridotites étudiées 310

CHAPITRE XIII - LES ENCLAVES HOMOEOGENES

INTRODUCTION 314

	Pages
I. LES AUGITES	314
A. Gisements, description	314
B. Chimisme	316 & 319
II. LES FERROPARGASITES	316
A. Gisements, description	316
B. Chimisme	321 & 324
III. LES PYROXENOLITES	325
A. Gisements, description	325
1) Gisements	325
2) Description macroscopique	325
3) Etude en lames minces	325
a. Les pyroxènes	325
b. Les olivines	326
c. Les spinelles	326
d. Analyses modales	326
B. Chimisme	328
a. Salites	328
b. Olivines	329
c. Ferripléonastes	329
d. Analyses modales	334
CONCLUSION	339
CHAPITRE XIV - LES ENCLAVES DE LA CATAZONE : NORITES ET GRANULITES A GRENATS	
INTRODUCTION	340
I. LES NORITES	340
1. Définition, gisements	340
2. Description macroscopique	340

Pages

3. Etude en lames minces 341
a) Etude qualitative 341
b) Analyses modales 341

4. Chimisme 342

a) Chimisme des hyperstènes 343
b) Chimisme des diopsides 344
c) Chimisme de la roche globale, norme C.I.P.W. 345

II. LES GRANULITES A GRENATS 347

1. Définition, gisements 347

2. Description macroscopique 347

3. Etude en lames minces 347

a) Etude qualitative 347
b) Analyses modales, diagramme de Hödal 348

4. Chimisme 350

CONCLUSION 350

CHAPITRE XV - RELATIONS ENTRE XENOCRISTAUX ET MAGMA BASALTIQUES

INTRODUCTION 352

I. DONNEES QUALITATIVES 352

II. RELATIONS CRISTALLOGRAPHIQUES ENTRE MINERAUX COAXIAUX 353

1°) Lamelles d'exsolution de diopside dans la bronzite 354

2°) Les pseudo-sumplectites 354

3°) Ortho- et clinopyroxènes coaxiaux 356

III. DONNEES CHIMIQUES 360

1°) Les spinelles 360

Pages

2°) Les couronnes d'olivine 361

3°) Clinopyroxènes et orthopyroxènes coaxiaux 365

4°) Clinopyroxènes coaxiaux 365

a. Cas d'une enclave de péridotite 365

b. Cas d'une norite 365

CONCLUSION 368

CHAPITRE XVI - PETROGENESE : CONCLUSION

BIBLIOGRAPHIE

1
2
4
3
1 cm
5
0
5
10 c

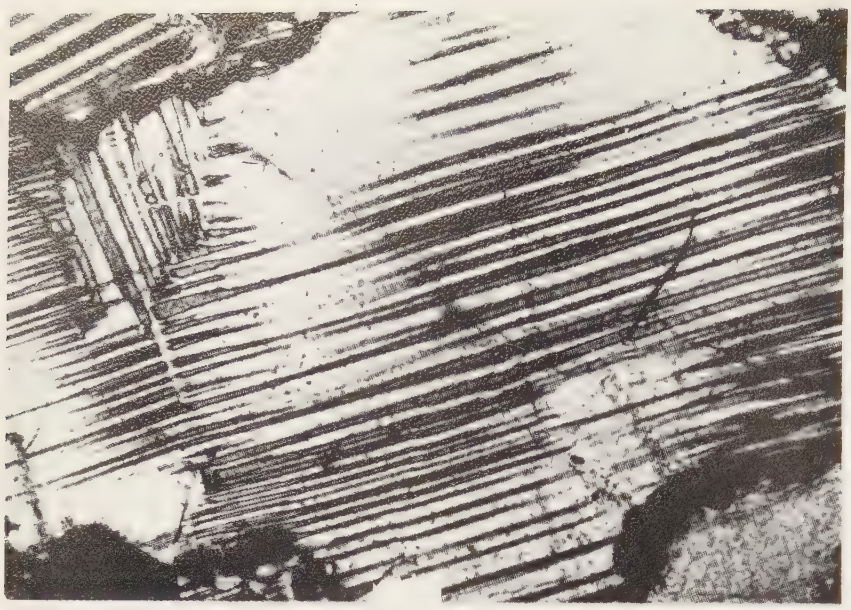
1 - MICROGRANITE, VOLCAN DU CHAMBON

2 - ENCLAVE DU GRANULITE FACIÈS, LA VESTIDE DU PAL.

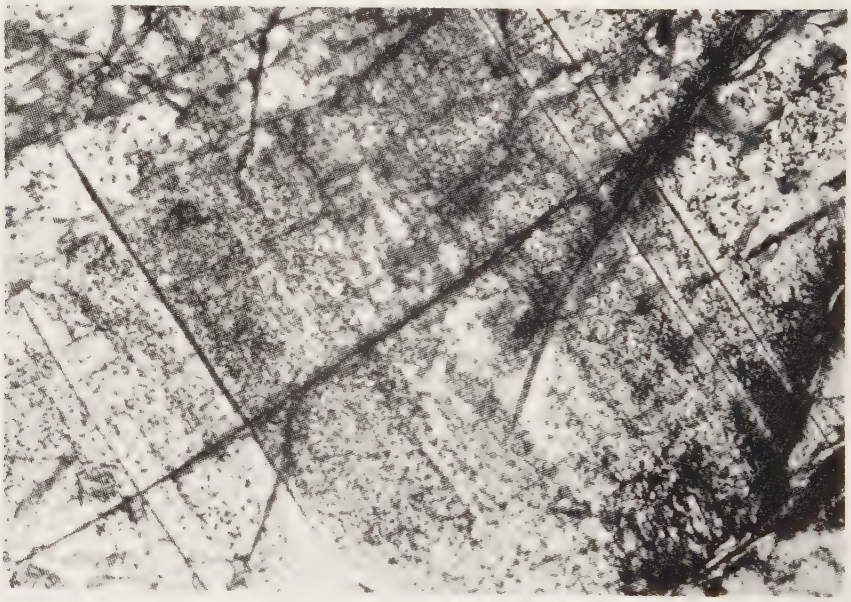
3 - NORITE, VOLCAN DU CHAMBON

4-5 PÉRIDOTITES, LA VESTIDE DU PAL

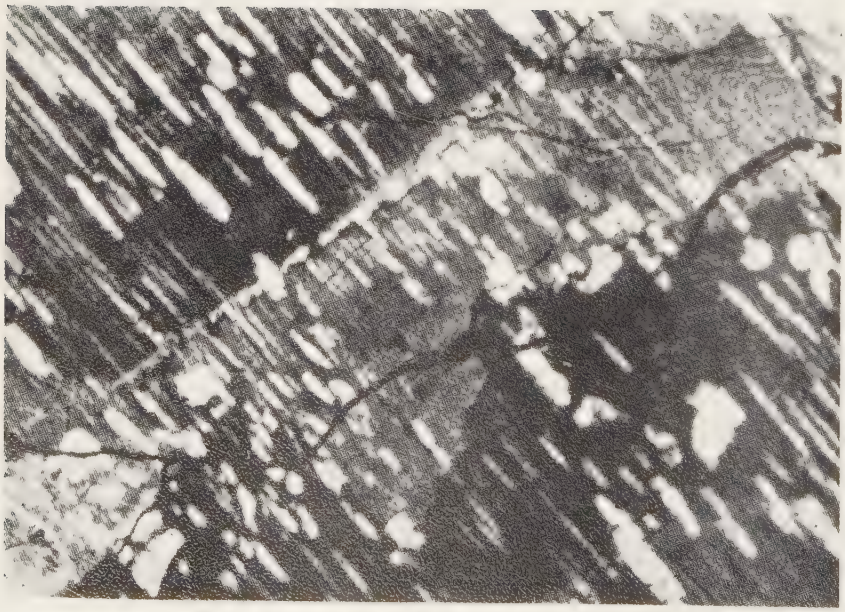
BOMBES VOLCANIQUES VARIÉES



1



2

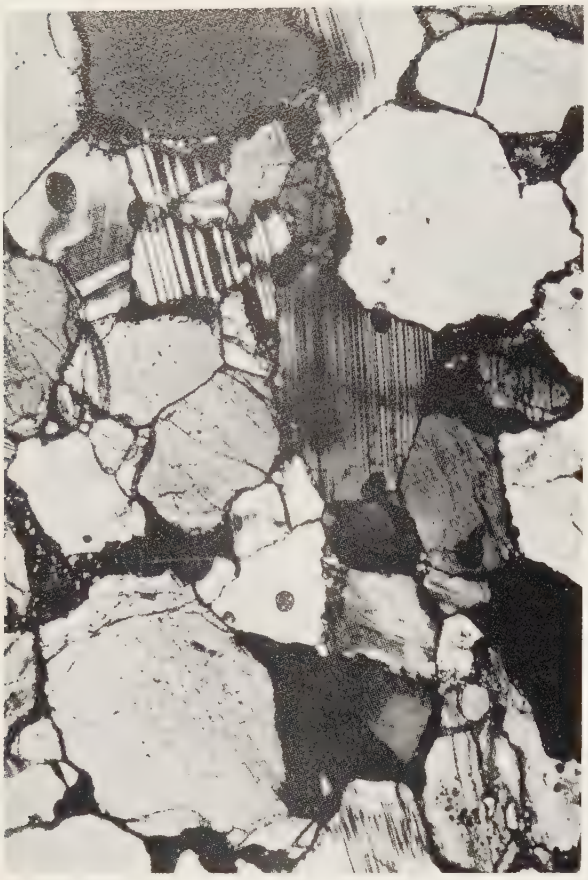


3

1 - PLAGIOCLASE DE NORITE

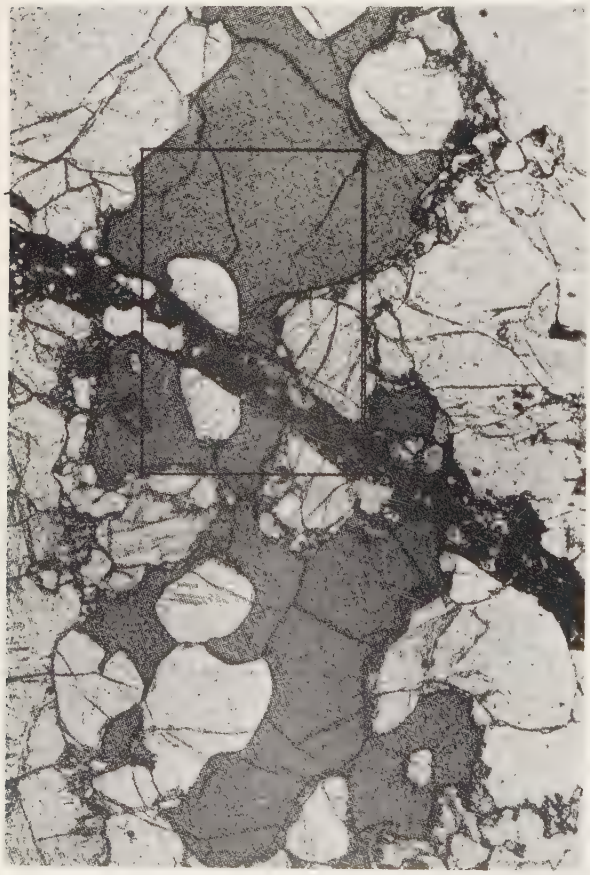
2.- EXSOLUTION DU FER DANS UNE OLIVINE (Fo = 92) DE PÉRIDOTITE.

3 - EXSOLUTION D'ORTHOPYROXÈNE DANS UN DIOPSIDE DE PERIDOTITE.

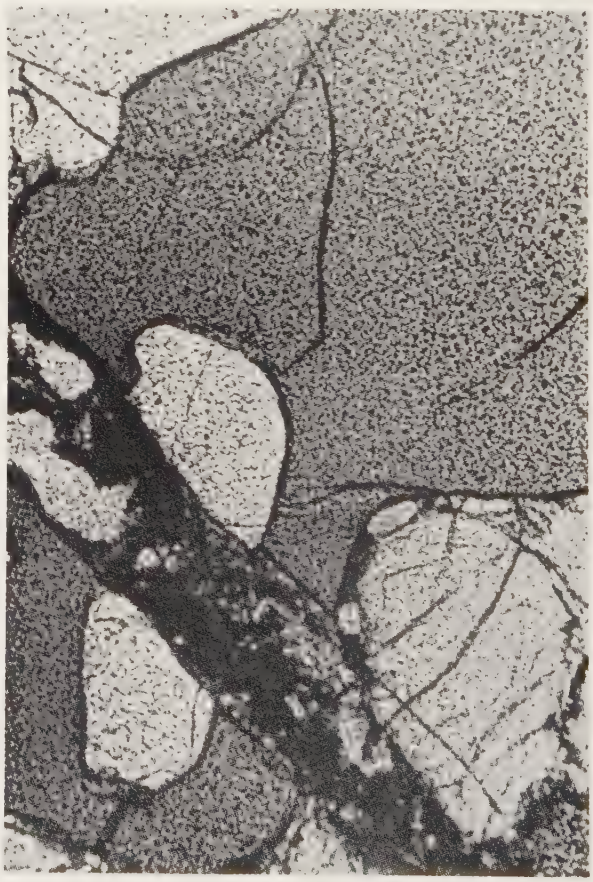


A

B



C



D

MICROPHOTOGRAPHIES D'ENCLAVES

A_ NORITE (taille des plus gros grains 1.5 mm)

B_ ACQUISITION D'UNE FOLIATION DANS UN NODULE DE PÉRIDOTITE (taille moyenne des grains 0,6 à 0,2 mm); ON REMARQUE L'EXCELLENTE FABRIQUE DE L'OLIVINE EN POSITION D'EXTINCTION.

C, D_ FILONNET DE BASALTE DANS UN NODULE DE PÉRIDOTITE; LE MINÉRAL AMIBOÏDE EST UNE FERRICHROMOPICOTITE

XII.1

CHAPITRE XII

-:-

LES NODULES DE PERIDOTITE

-:-

INTRODUCTION

Les nodules de péridotite ont fait l'objet de nombreux travaux au cours des dernières années. L'essentiel des données acquises sera évoqué à propos des points particuliers envisagés dans ce chapitre.

I. GENERALITES

1°) Gisements, morphologie et taille des nodules

Les nodules de péridotite se rencontrent :

- dans les projections ;
- dans les basaltes massifs des coulées.

a. Dans les projections ils se répartissent en deux lots d'inégale importance et d'aspects différents :

α) La plupart sont de couleur rouge à rouge-grenat. Ils atteignent quelques centimètres à un ou plusieurs décimètres. Les angles sont émoussés et certains nodules sont même totalement arrondis.

Leur forme est probablement due aux actions combinées d'une certaine usure mécanique et d'une fusion périphérique au sein de

la chambre magmatique.

β) Les autres nodules observés sont le plus souvent frais et anguleux. Ils sont, soit entourés d'une gaine basaltique, soit situés au coeur de bombes (voir photo).

b. Dans les coulées ils sont directement au contact du basalte encaissant. Leur forme est alors tantôt anguleuse, tantôt arrondie.

2°) Volume relatif des nodules de péridotite

Une tentative d'estimation a été faite sur les coulées de la Haute Loire, par VILMINOT (1964) qui propose un ordre de grandeur de 10 %.

En pratique cette proportion est très variable d'un gisement à l'autre et parfois difficilement appréciable. En effet l'étude pétrographique montre que les nodules sont parfois totalement éclatés et réduits à l'état de cristaux isolés dans la mésostase basaltique. De plus, si la proportion de nodules varie d'un appareil à l'autre, elle varie également dans le temps pour un même appareil. C'est en particulier le cas au Bauzon (Chap.II).

3°) Minéraux constitutifs des nodules

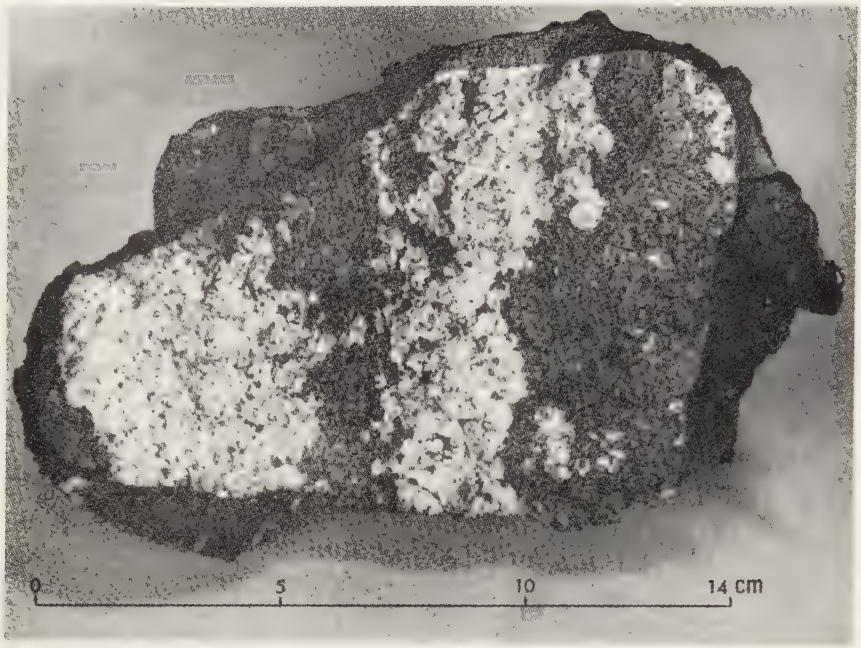
Ce sont habituellement l'olivine, la bronzite, le diopside chromifère et un spinelle. Il s'y ajoute ici de l'amphibole en faible quantité.

4°) Texture et structure des nodules de péridotite

Elle apparaît massive et équante d'une façon générale. Les minéraux sont tous xénomorphes et, à l'exception du spinelle,

largement cristallisés. Certains cristaux d'olivine atteignent cinq à six millimètres. VILMINOT cite des cristaux d'olivine et de bronzite pouvant atteindre et même dépasser un centimètre. Pour BROUSSE (1967, p.634) "La quasi totalité des nodules a un grain compris entre 0,70 et 0,90 millimètre". Dans l'Ardèche toutefois les nodules à grain supérieur à un millimètre sont abondants et, à l'autre pôle, les "aplites de péridotites" (1) ne sont pas rares (voir photo). BROUSSE (1967, p.634) rapporte qu'"elles sont connues en deux gisements seulement" : Au Puy Baunit (Puy-de-Dôme) et au Chambon (comm. pers. E. BERGER). Depuis cette date j'en ai également rencontré dans la coulée du Ray Pic. Des nodules de péridotites sont parfois foliées mais ne présentent jamais d'alternance régulière de lits d'olivine, de clinopyroxène et d'orthopyroxène .

La structure des nodules est, au premier examen, protoclastique. L'observation en lames minces montre que les déformations sont généralement enregistrées par les olivines et plus rarement par les bronzites. Parfois les minéraux peuvent même être brisés et alors des cristaux de quelques fractions de millimètre "cimentent" les grains intacts. En fait, MERCIER (1972) pense que ces petits minéraux recristallisent postérieurement à l'acquisition, par les phénocristaux, d'une fabrique, dans des conditions de déformation plastique au sein même du manteau. Plus précisément, il distingue 7 types structuraux (voir figures) qui correspondraient, selon lui, à des niveaux de prélèvement différents. au sein du manteau.

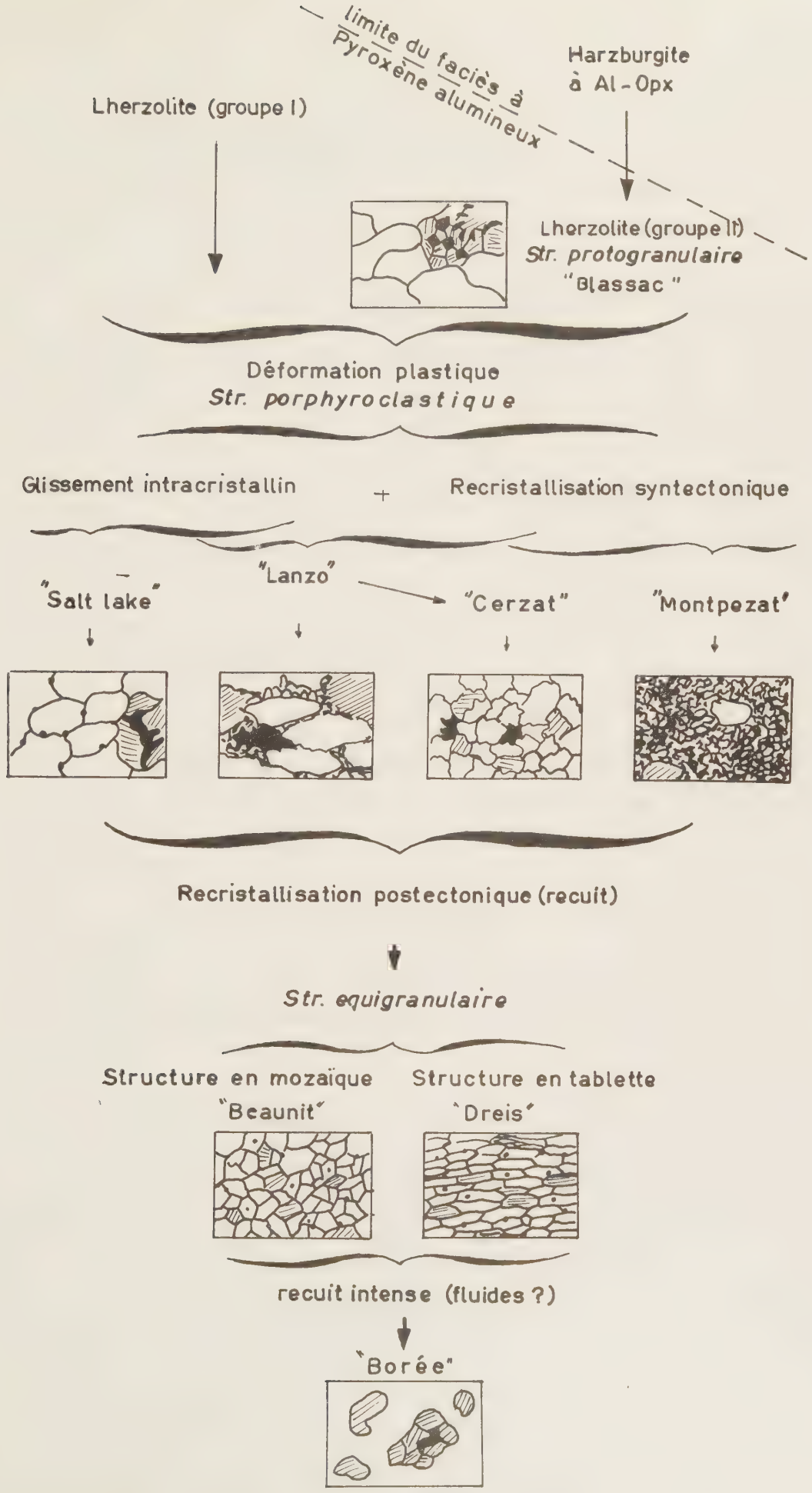


1

2

1- ALTERNANCE DE NIVEAUX GABBROÏQUES ET DUNITIQUES DANS UN CUMULAT (?)

2- FOLIATION DANS UN NODULE DE PÉRIDOTITE (tectonite) DU FACIÈS LHERZOLITE À SPINELLE.



PÉRIDOTITES : genèse des différents types structuraux, selon J.C. MERCIER (1972)

II. ETUDE DES MINERAUX DES NODULES

1°) L'olivine

a. Description

C'est le minéral le plus abondant. Pour VILMINOT dans son étude du volcanisme de la Haute Loire, l'olivine est vert-jaunâtre. Pour BROUSSE (1967, p.623) "elle n'a pas la couleur vert-jaunâtre qu'on lui attribue, mais généralement, elle est au contraire incolore et transparente". En fait, la couleur varie avec l'état de fraîcheur et aussi avec l'éclairage. Le plus souvent l'olivine est légèrement altérée et prend alors une couleur jaune-miel à orangé.

b. Propriétés optiques

En lumière naturelle l'olivine est parfaitement limpide.

Les cassures sont nombreuses et généralement courbes. Parfois elles sont rectilignes et peuvent alors être confondues avec des clivages.

On considère généralement que l'olivine ne possède pas de clivages. En fait deux clivages apparaissent exceptionnellement :

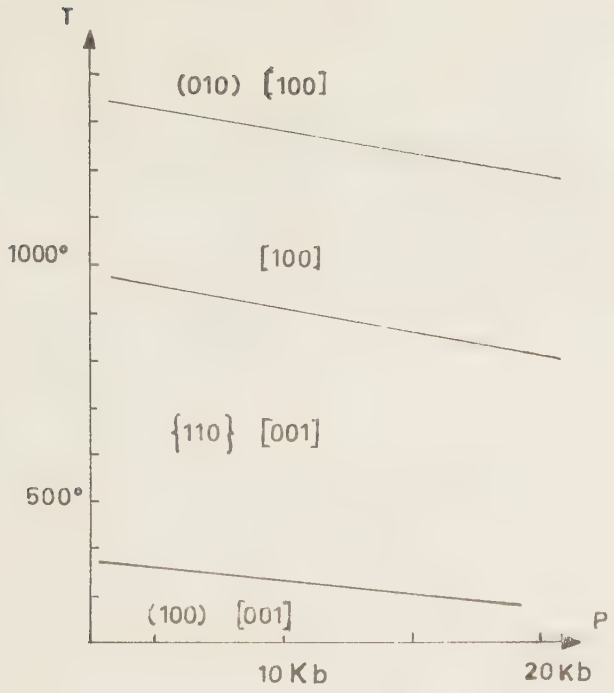
le clivage (100), discontinu et mal exprimé, est le plus fréquent;

le clivage (010), très fin et continu, est plus rare, mais net. Il ne peut donc pas être confondu avec des cassures, d'ailleurs plus grossières, empruntant la même direction.

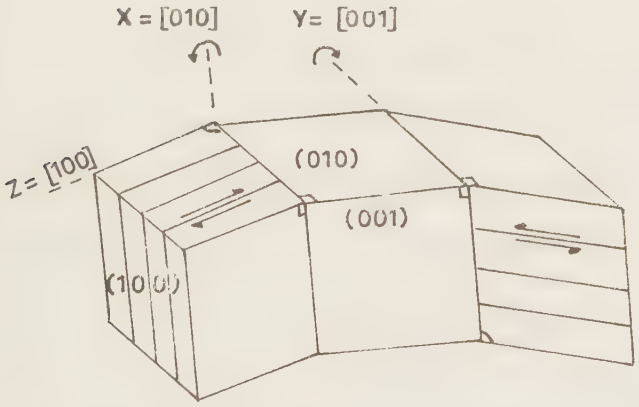
La biréfringence est voisine de 0,036.

Les indices principaux sont :

ng = 1,678
nm = 1,670
np = 1,665



Les différents systèmes de glissement de l'olivine suivant les conditions de pression et température.
(d'après CARTER & AVE LALLEMANT (1970)



Modèle théorique d'olivine illustrant le mécanisme de la déformation plastique. (Systèmes de glissements haute température d'après DEN TEX, 1968)

L'olivine des nodules présente souvent une extinction roulante due à l'existence de Kink-bands (macles mécaniques de LACROIX, 1893) qui se font selon toute une série de plans en zone avec l'axe b et toujours proches du plan (100) selon VILMINOT (1964).

Pour K.F. CHUCHODA et J. FRECHEN (1950) ces "macles" sont plus abondantes dans les nodules en enclaves que dans les péridotites intrusives. J. SAGREDO RUIZ (1969, p.227) partage ce point de vue. GIBB (1968, p.988-991) pense qu'elles se développent à haute température. Les travaux récents de RALEIGH (1963, 1965, 1967), DEN TEX (1968) et CARTER (1970) précisent la nature et les conditions d'apparition de ces glissements intracristallins (voir figures).

c. Chimisme

α) Mesure de l'angle des axes optiques

La composition chimique approchée, déterminée d'après la mesure de l'angle des axes optiques rapportée sur la courbe de TROGER (1959), est voisine de Fo85.

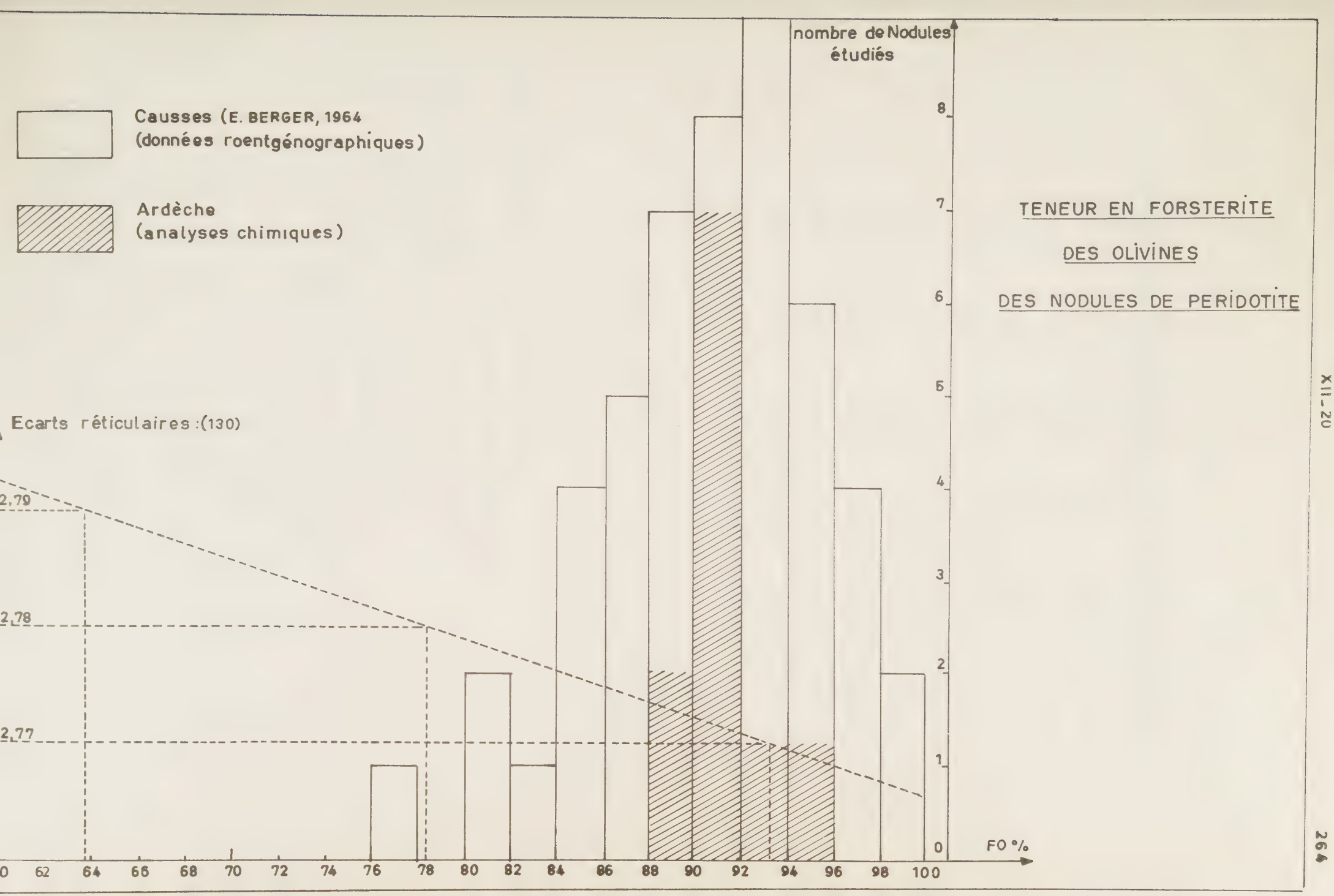
β) Méthode de YODER et SAHAMA

J'ai obtenu (1964) des résultats légèrement différents par la méthode roentgénographique de YODER et SAHAMA (1957). L'étude porte sur cinquante mesures et donne une moyenne de Fo = 92.

J.P. ILDEFONSE (1970, p.138) trouve un résultat comparable (Fo = 89-93) pour des nodules provenant de l'Escandorgue.

γ) Analyse chimique

J'ai consigné dans un tableau les résultats de 9 analyses chimiques nouvelles.


Causses (E. BERGER, 1964
(données roentgénographiques)
Ardèche
(analyses chimiques)
nombre de Nodules étudiés
TENEUR EN FORSTERITE
DES OLIVINES
DES NODULES DE PERIDOTITE
Ecarts réticulaires :(130)
2,79
2,78
2,77
FO %
0
1
2
3
4
5
6
7
8
62
64
66
68
70
72
74
76
78
80
82
84
86
88
90
92
94
96
98
100

XII.21

OLIVINES DES NODULES DE PERIDOTITE ; poids des oxydes

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO_2	38,46	38,23	38,90	39,46	39,20	39,18
Fe_2O_3	04,58	02,15	01,35	00,49	01,39	01,80
FeO	05,06	08,03	08,11	09,02	08,42	08,73
MnO	00,05	00,05	00,05	00,08	00,04	tr
MgO	50,12	47,21	47,85	46,51	48,09	46,93
CaO	00,50	tr	00,81	00,84	00,41	00,19
Na_2O	00,06	00,11	00,11	00,22	00,13	00,05
K_2O	00,03	00,09	00,09	00,07	tr	tr
P_2O_5	00,03	00,54	00,08	00,03	00,07	tr
TiO_2	00,09	00,38	00,21	00,03	00,30	tr
Cr_2O_3	01,00	01,66	01,60	01,52	00,18	00,99
H_2O^+	00,52	00,80	00,67	00,96	00,75	01,02
H_2O^-	00,22	00,18	00,16	00,74	00,26	00,94
TOTAL	100,72	99,43	99,99	99,97	99,24	99,85

(1) à (6) Analyses nouvelles R. DURET :

Provenance des échantillons

(1) - Volcan du Ray Pic ; échantillon PIC.6.
(2) - Coulée du Ray Pic ; échantillon BU.1.
(3) - Vestide du Pal ; échantillon VES. 1.
(4) - Volcan du Ray Pic ; échantillon BU. 41.
(5) - Volcan du Chambon ; échantillon CH. 28 A.
(6) - Vestide du Pal ; échantillon VES. 39.

XII.22

OLIVINES DES NODULES DE PERIDOTITE ; poids des oxydes

	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
SiO_2	39,68	39,12	'40,42	39,64	39,42
Fe_2O_3	00,16	02,52	03,91	02,40	01,34
FeO	10,05	08,49	07,67	06,48	08,96
MnO	00,02	00,05	00,04	tr	00,05
MgO	46,91	45,59	45,81	50,59	49,79
CaO	00,39	00,31	00,53	00,07	tr
Na_2O	00,12	00,09	00,06	tr	00,04
K_2O	00,06	00,03	00,03	tr	00,09
P_2O_5	00,10	00,49	00,03	tr	tr
TiO_2	tr	00,38	00,20	tr	00,13
Cr_2O_3	00,68	01,00	00,47	p.a.	p.a.
H_2O^+	01,21	01,39	00,27	p.a.	p.a.
H_2O^-	00,40	00,49	00,28	p.a.	00,08
TOTAL	99,70	99,95	99,72	99,18	99,90

(7) à (9) Analyses nouvelles R. DURET :

(7) - La Vestide du Pal ; échantillon VES. 77 A.

(8) - La Vestide du Pal ; échantillon VES. 27 A.

(9) - La Vestide du Pal ; échantillon VES. 40 A.

(10)- Eglazines (Lozère ; Causses) in R. BROUSSE (1967) d'après E. BERGER inédit.

(11)- La Font-Sainte (Cantal); d'après N. VATIN-PERIGNON (1966).

XII.23

OLIVINES DES NODULES DE PERIDOTITE ; formules structurales calculées sur la base de quatre oxygènes

	(1)		(2)		(3)		(4)		(5)		(6)	
Si	0,94		0,96		0,97		0,97		0,976		0,981	
Ti	-	1,00	0,01	1,00	-	1,00	-	1,00	0,005	1,000	-	1,001
Cr	0,02		0,03		0,03		0,03		0,004		0,020	
Fe^{3+}	0,04		-						0,015		-	
Fe^{3+}	0,05		0,04		0,02		0,01		0,010		0,033	
Fe^{2+}	0,17		0,17		0,17		0,19		0,175		0,183	
Mg	1,84	2,00	1,77		1,79	2,00	1,77	2,00	1,798		1,768	1,991
Mn	-		-		-		-		-	2,000	-	
Ca	0,01		-		0,02		0,02		0,010		0,005	
Na	-		-		-		0,01		0,006		0,002	
K	-		-		-		-		-		-	
P	-		-		-		-		0,001		-	
Fo %	94,84		91,24		91,33		90,31		91,13		90,62	
Fa %	5,16		8,76		8,67		9,69		8,86		9,38	

moyenne des analyses (1) à (9) (voir (7) à (9) page suivante)

Fo % 91,21

Fa % 8,79

Provenances

(1) - Volcan du Ray Pic ; échantillon PIC.6.

(2) - Coulée du Ray Pic ; échantillon BU.1.

(3) - Vestide du Pal ; échantillon VES.1.

(4) - Volcan du Ray Pic ; échantillon BU.41.

(5) - Volcan du Chambon ; échantillon CH. 28 A.

(6) - Vestide du Pal ; échantillon VES. 39.

XII.24

OLIVINES DES NODULES DE PERIDOTITE : formules structurales calculées sur la base de quatre oxygènes

	(7)		(8)		(9)		(10)		(11)	
Si	0,990		0,99	1,00	0,996	1,000	0,971		0,968	
Ti	-	1,000	0,01		0,004		-	1,000	0,002	0,995
Cr	0,010		0,02		0,010				-	
Fe^{3+}					-		0,029		0,025	
Fe^{3+}	0,003		0,05		0,073		0,015		-	
Fe^{2+}	0,209		0,18		0,159		0,132		0,183	
						1,982		2,005		
Mg	1,766		1,72		1,719		1,857		1,835	
				1,99						1,964
Mn	-	1,998	-		0,001		-		0,001	
Ca	0,010		0,01		0,015		0,001		-	
Na	0,006				0,003		-		0,002	
K	0,002				0,001		-		0,003	
P	0,002		0,01		0,001		-		-	
Fo %	89,42		90,52		91,53		92,66		89,97	
Fa %	10,58		9,48		8,47		7,34		10,03	

(7) à (9) Analyses nouvelles R. DURET :

(7) - La Vestide du Pal ; échantillon VES. 77 A.

(8) - La Vestide du Pal ; échantillon VES. 27 A.

(9) - La Vestide du Pal ; échantillon VES. 40 A.

(10)- Eglazines (Lozère, Causses); in R.BROUSSE (1967) d'après E.BERGER inédit.

(11)- La Font-Sainte (Cantal) ; d'après N. VATIN-PERIGNON (1966).

La moyenne obtenue (Fo = 91,21) confirme les résultats obtenus par la méthode de YODER et SAHAMA (R. BROUSSE et E. BERGER 1965).

d. Altérations

α) Rubéfaction sans hydratation

Cette altération est fréquente pour les nodules rencontrés dans les scories, plus particulièrement pour les nodules sans gaine basaltique. Elle se rencontre parfois dans les bombes et, plus rarement, au sommet de certaines coulées.

Les nodules prennent une couleur rouge à rouge grenat. A l'oeil nu les cristaux d'olivine sont rouges, mais en lame mince ils demeurent limpides. On y observe alors de fines lamelles d'hématite qui parfois croissent le long des cassures. Souvent ces lamelles se groupent et dessinent des formes complexes.

On considère généralement que cette altération est liée à un stade tardif du volcanisme. Selon R. BROUSSE (1967, p.625) il s'agit "d'hématite, apportée vraisemblablement par les gaz magmatiques, car cette altération rouge n'est marquée qu'au niveau des nodules emballés dans les scories, que celles-ci soient celles du manteau de pouzzolanes d'un volcan ou du toit d'une coulée".

Pour VILMINOT (1962, p.26) il s'agit d'une "exsolution" facile à reproduire en chauffant les olivines au bec Mecker, expérience que j'ai moi-même renouvelée.

En conclusion, si les auteurs s'accordent à voir dans cette altération un phénomène tardif, ils divergent quand à l'in-

terprétation de l'origine du fer.

Les observations que j'ai effectuées sur les nodules de l'Ardèche, apportent quelques précisions sur ce problème.

Un kilomètre à l'amont de Burzet on remarque de nombreux nodules rubéfiés emballés dans la coulée du Ray Pic. Les travaux d'élargissement de la route ont largement entamé la coulée et les nodules, au sein de celle-ci, sont alors apparus parfaitement frais. Un an après ces travaux une proportion non négligeable de ceux-ci avait déjà acquis un "faciès rubéfié". Ce faciès n'est donc pas systématiquement lié à des phénomènes volcaniques tardifs au sein même des scories. Ceci repose le problème de l'apport du fer suggéré par R. BROUSSE.

J'ai pu isoler des olivines fraîches et des olivines rubéfiées dans le même nodule provenant des scories de la Vestide du Pal (échantillon VES. 77). La détermination du pourcentage de forstérite par la méthode de YODER et SAHAMA donne 90 % pour les deux séries d'olivines. Cette mesure et le bilan des analyses chimiques (voir tableau) montrent qu'il n'y a pas d'apport de fer. D'autres mesures, en cours, doivent apporter une réponse statistique à ce problème.

β) Iddingsitisation

La transformation de l'olivine en "iddingsite" a fait l'objet de nombreuses études. Les publications récentes (BROWN et STEPHEN, 1959 ; GAY et LEMAITRE, 1961 ; FAWCETTE 1965 ; G. LEMAITRE et al., 1966) ont montré que l'"iddingsite" est en fait un mélange au sein duquel on trouve : de la goethite et des argiles (montmo-

rillonite, illite, chlorite gonflante) ainsi que l'ont montré les travaux de C. CAUSSE et al. (1966).

Pour O. LEMAITRE et al. "le bilan de l'iddingsitisation se solde par une diminution de la teneur en magnésium et au contraire par un enrichissement en calcium et surtout en fer ...". Pour ces auteurs,il s'agit d'une "évolution métasomatique et non topochimique" (p.33) et l'apport de fer en particulier serait "le fruit de modifications hydrothermales d'une lave traversée par les gaz volcaniques". Je n'ai pas effectué une étude particulière sur ce problème.

γ) Chloritisation et serpentinisation

Je rappelle pour mémoire l'existence de ce mode d'altération assez rare dans les nodules et rencontré ici en un seul point (neck de Crau).

2°) La Bronzite

a. Description

A l'oeil nu la bronzite est brune à noire. Sous la loupe binoculaire elle est vert olive à brune. Les cristaux brisés en fragments inframillimétriques prennent une couleur jaunâtre.

b. Propriétés optiques

Le pléochroisme est net sous la loupe binoculaire (np jaune, non jaune-brun) et tend à disparaître en lame mince.

BILAN DE L'IDDINGSITISATION - Analyses nouvelles R. DURET. Laboratoire de Pétrographie Orsay
Echantillon VES. 77 ; caldeira de la Vestide du Pal

	Poids des oxydes		Pourcentages cationiques			
	Olivine fraîche	Olivine altérée		Olivine fraîche		Olivine altérée	
SiO_2	39,68	38,54	Si	33,09		31,66	
Al_2O_3	-	-	Fe^{3+}	00,10	7,09	02,81	6,78
Fe_2O_3	00,16	04,56	Fe^{2+}	06,99		03,97	
	10,21	10,36	Mn	00,01		00,03	
FeO	10,05	05,80	Mg	58,68		59,55	
MnO	00,02	00,05	Ca	00,35		00,34	
MgO	46,91	48,32	Na	00,19		01,24	
CaO	00,39	00,39	K	00,06		00,14	
Na_2O	00,12	00,78	P	00,07		00,05	
K_2O	00,06	00,13	Ti	tr.		00,09	
P_2O_5	00,10	00,07	Cr	00,45		00,12	
TiO_2	tr.	00,15	TOTAL	100,00		100,00	
Cr_2O_3	00,68	00,18					
H_2O^+	01,21	00,19					
H_2O^-	00,40	00,58					
TOTAL	99,70	99,74					

L'angle des clivages (110)[1] est voisin de 93°. Le clivage fin (100) n'est pas toujours exprimé. Je n'ai que très rarement rencontré le clivage parallèle au plan (010) parfois signalé (VILMINOT 1962).

Les macles mécaniques sont moins fréquentes que dans l'olivine. Il s'agit le plus souvent de macles en chevrons et plus rarement de macles en éventail.

J'ai quelquefois observé des lamelles d'exsolution de clinopyroxènes calciques signalées par VILMINOT (1964), R. BROUSSE (1967), MERCIER (1972). Ces lamelles d'exsolution sont parfois tordues. Ces déformations et l'absence de serpentinisation conduisent JUTEAU (1970) à penser que ce type de péridotites est déformé et a recristallisé à grande profondeur et dans des conditions anhydres.

d. Altération

La bronzite n'est jamais altérée dans les nodules étudiés. Ceci n'exclut pas des modifications importantes du minéral, aussi bien au sein des nodules qu'au contact du basalte encaissant avec lequel elle réagit. Ces réactions sont décrites au chapitre XV.

---

(1) La nomenclature utilisée ici est celle de A.N. et H.WINCHELL reprise par VILMINOT (1964).
A. LACROIX (1894) définit ainsi le prisme d'hypersthène :
a = 0,971 ; b = 1 ; c = 0,573.
A.N. et H. WINCHELL le définissent ainsi :
a = 1,o3 ; b = 1 ; c = 0,59, bien que la convention généralement admise soit pour les minéraux orthorhombiques a<b.
L'intérêt de cette définition est de donner la même notation aux faces ayant les mêmes propriétés physiques dans les séries orthorhombiques et monocliniques. Le plan structural (100) commun aux deux séries contient donc b et c.

c.- CHIMISME DES BRONZITES

Analyses nouvelles R. DURET ; poids des oxydes

SiO_2	52,14	53,62	52,22	53,37	53,82	54,58	51,77
Al_2O_3	04,20	2,21	2,94	0,90	0,40	0,47	4,48
Fe_2O_3	00,67	0,99	2,31	2,36	2,82	2,05	1,83
FeO	05,80	6,50	4,49	4,54	5,03	5,13	5,83
MnO	00,04	0,05	0,04	0,05	0,02	0,05	0,04
MgO	33,03	32,37	32,96	33,13	32,94	33,33	33,61
CaO	01,02	0,69	1,28	0,62	0,46	1,89	0,71
Na_2O	01,44	0,13	1,34	0,19	1,62	0,20	0,25
K_2O	00,56	0,44	0,11	0,13	0,13	0,06	0,08
P_2O_5	00,10	0,08	0,04	0,32	0,05	0,04	0,07
TiO_2	00,34	0,29	0,17	0,42	0,42	0,25	0,51
Cr_2O_3	00,32	0,48	0,60	0,63	0,70	0,38	0,45
H_2O^+	00,64	1,12	1,76	2,04	1,19	1,57	0,81
H_2O^-	-	0,46	-	1,17	0,33	1,06	-
TOTAL		99,43	100,26	99,87	99,93	100,66	100,55

BRONZITES ; formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1,825		1,908	2,000	1,830		1,903		1,884		1,934		1,803	
Al	0,173		0,092		0,121		0,037		0,016		0,019		0,183	
Al	-	2,000	-		-	2,000	-	2,000	-	2,000	-	2,000	-	2,000
Ti	0,008		0,007		0,004		0,011		0,011		0,006		0,003	
Fe^{3+}	0,017		0,026		0,060		0,063		0,074		0,054		0,047	
Cr	0,008		0,013		0,033		0,018		0,019		0,010		0,012	
Mg	1,732		1,728		1,733		1,772		1,729		1,772		1,756	
Fe^{2+}	0,167		0,192		0,131		0,135		0,146		0,169		0,169	
		2,086		2,022		2,050		1,993		2,010		2,014		2,030
Mn	-		0,001		0,001		0,001		-		0,001		-	
Ca	0,037		0,026		0,048		0,024		0,017		0,033		0,026	
Na	0,096		0,008		0,090		0,013		0,109		0,013		0,016	
K	0,023		0,019		0,004		0,006		0,005		0,002		0,003	
(P)	-		0,002		0,001		0,010		-		0,001		0,002	
Mg	89,46		88,79				91,77		91,38				90,01	
Fe	8,63		9,87				6,99		7,72				8,66	
Ca	1,91		1,34				1,24		0,90				1,33	
$100Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)$														
Mg^{2+}	91,20		90,00				92,92		92,21		91,29		91,22	
Fe^{2+}	8,80		10,00				7,08		7,79		8,71		8,78	

3°) Le diopside

a. Description

Le diopside a une couleur vert-émeraude à l'oeil nu et sous la loupe binoculaire. En lumière naturelle il se distingue facilement de l'olivine par la présence des clivages (110). La biréfringence élevée (0,027) et la rareté du clivage fin (110) du diallage, excluent toute confusion avec la bronzite.

Les macles mécaniques ne se développent jamais dans les cristaux de diopsides. Enfin, on observe fréquemment des facules d'exsolution de pyroxène orthorhombique.

b. Chimisme

Quelques conclusions se dégagent des résultats des analyses chimiques :

- Ces pyroxènes se situent dans le champ des diopsides (voir figure).

- Les proportions relatives d'aluminium tétracoordonné (Al_z) et de sodium situent ces diopsides dans le domaine des pyroxènes des séries alcalines (voir figure). ROTHSTEIN (1962) distingue en effet :

a) les pyroxènes à affinité tholeiitique pauvres en Al_z et riches en Na,

b) les pyroxènes à affinité "high-alumina" riches en Al_z et pauvres en Na,

c) les pyroxènes à affinité alcaline riches en Al_z et Na.

- Les teneurs en chrome exprimées en poids d'oxydes vont de 0,42 à 3,36. Elles sont comparables aux teneurs rapportées par

ROSS et al. (1954) comprises entre 0,80 et 2,12 ; elles sont dans l'ensemble plus élevées que celles signalées par R. BROUSSE (1967).

- La teneur en aluminium tétracoordonné (voir figure) évoque des pressions de formation élevées (KUSHIRO 1960, HESS 1960, Le BAS 1962). Ce résultat concorde avec ceux donnés par C. CAUSSE (1965), ALBERT (1967) et R. BROUSSE (1967 d'après E. BERGER inédit).

- Enfin les paramètres de O'HARA indiquent que la cristallisation s'est effectuée à une température de 1220°C et sous une pression de 16 kilobars soit à environ 50 kilomètres de profondeur.

DIOPSIDES ; poids des oxydes

Analyses nouvelles R. DURET

SiO_2	51,10	50,36	49,99	50,58	48,13	49,20
Al_2O_3	4,50	5,74	6,53	5,29	4,34	4,25
Fe_2O_3	1,10	2,55	2,22	1,96	2,22	2,77
FeO	3,06	1,57	2,03	1,75	1,93	1,50
MnO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05
MgO	16,26	16,20	13,43	15,37	14,69	17,00
CaO	19,47	19,17	20,03	20,76	18,82	19,28
Na_2O	1,41	1,49	1,09	1,02	1,50	0,19
K_2O	0,13	0,05	0,63	0,05	0,11	0,09
P_2O_5	0,27	0,17	0,07	0,10	0,59	0,05
TiO_2	0,97	0,72	0,81	0,45	1,23	0,17
Cr_2O_3	1,56	0,94	1,37	1,09	3,60	2,10
H_2O^+	0,63	0,48	1,23	0,44	2,02	1,65
H_2O^-	0,77	0,36	0,42	0,26	0,65	0,56
TOTAL	99,86	99,82	99,87	99,14	99,85	98,86

DIOPSIDES ; poids des oxydes

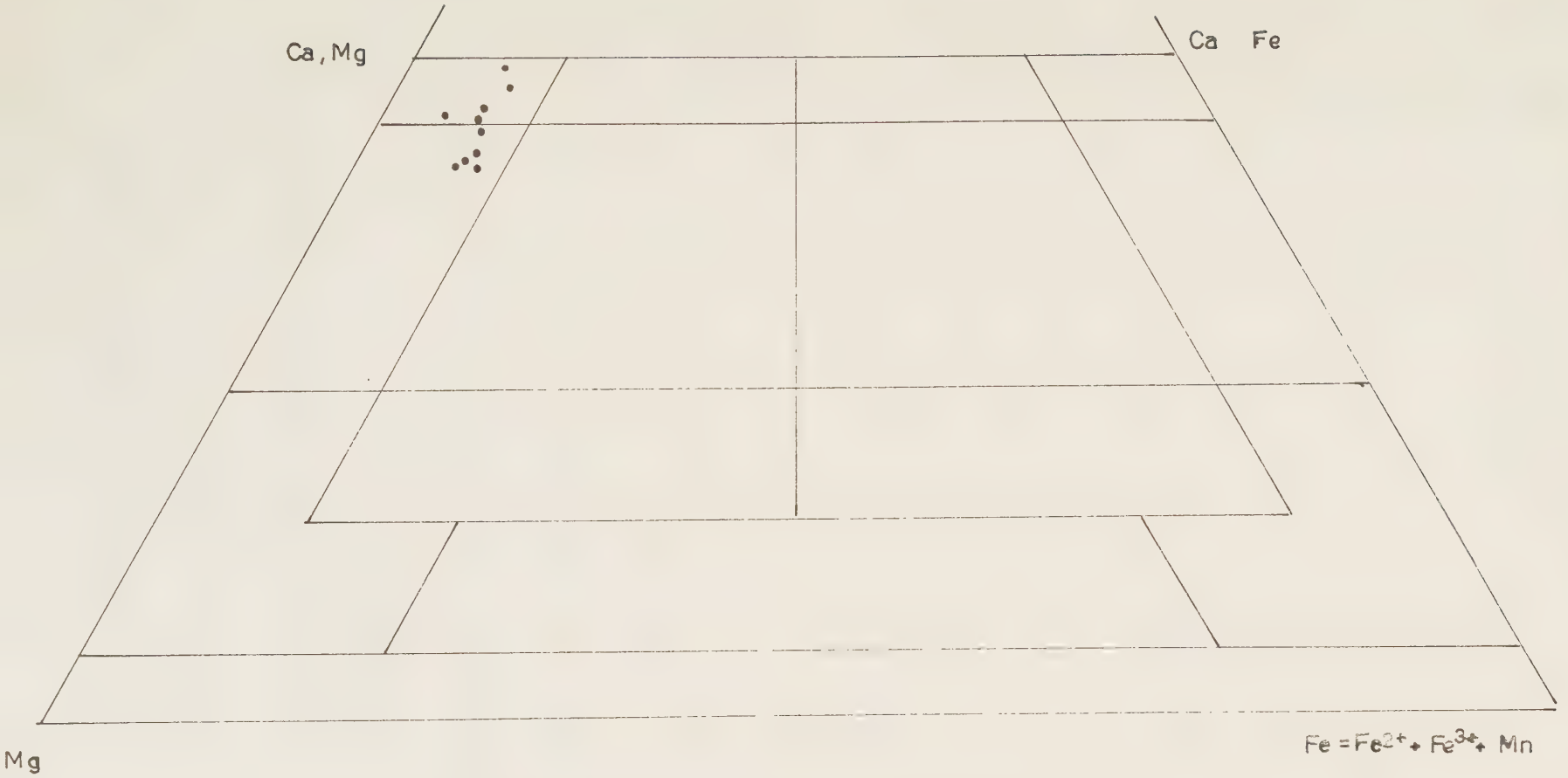
SiO_2	50,48	51,30	52,13	50,36
Al_2O_3	5,84	2,92	2,61	4,66
Fe_2O_3	2,58	1,70	-	1,90
FeO	1,89	1,02	3,91	2,07
MnO	0,02	0,04	0,10	0,03
MgO	16,76	16,33	14,73	15,64
CaO	19,89	20,85	24,26	20,28
Na_2O	0,71	1,25	1,18	1,09
K_2O	0,05	0,14	p.d.	0,13
P_2O_5	0,09	0,04	p.d.	0,15
TiO_2	0,71	0,67	0,28	0,66
Cr_2O_3	0,42	1,80	0,49	1,48
H_2O^+	0,63	1,35	p.d.	1,05
H_2O^-	0,40	0,98	p.d.	0,50
TOTAL	100,47	100,39	99,69	100,00

DIOPSIDES ; formules structurales calculées sur la base de six oxygènes

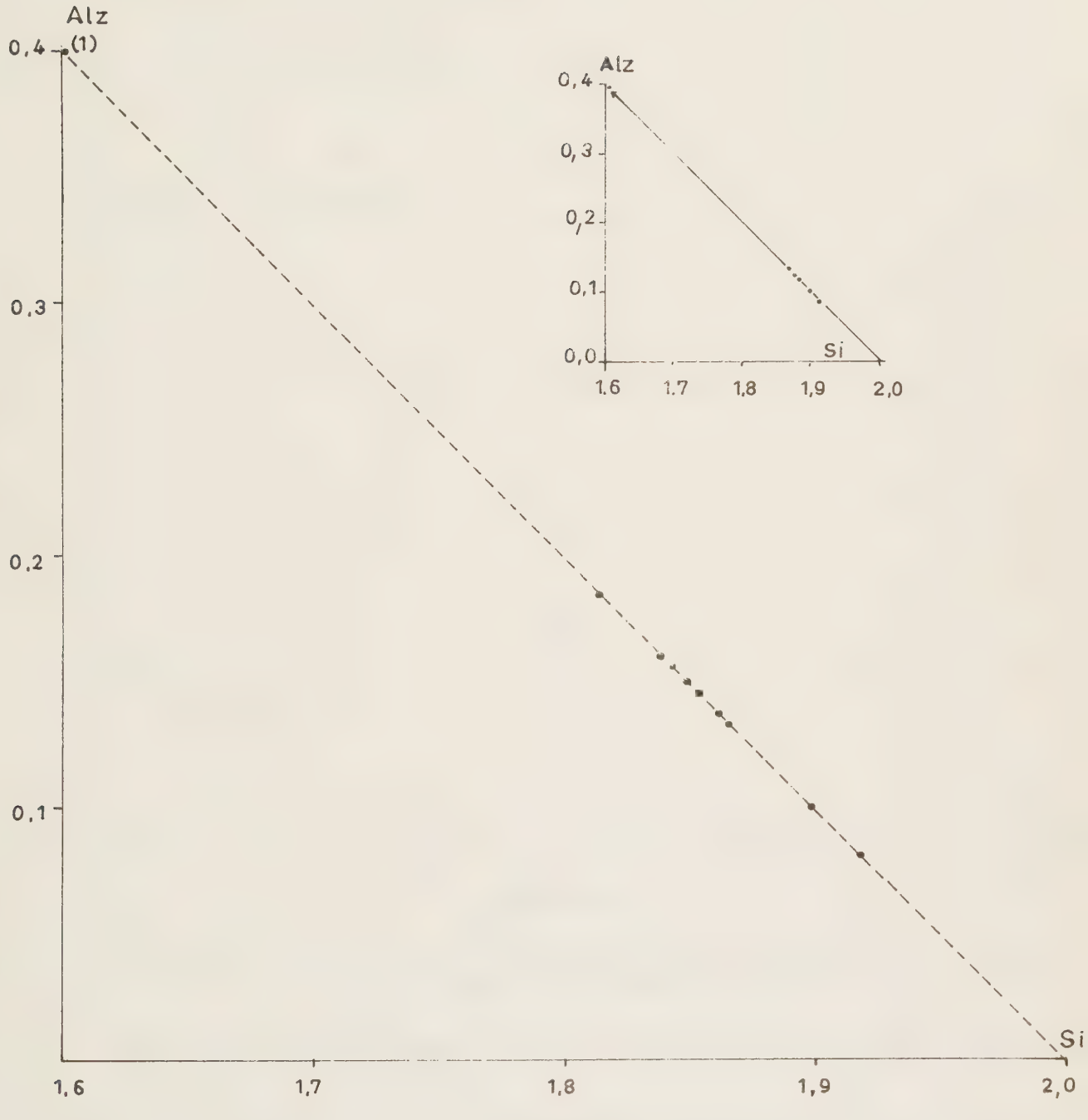
Si	1,870	2,000	1,843	2,000	1,854	2,000	1,866	2,000	1,814	2,000	1,850	2,000
Al	0,130		0,157		0,146		0,134		0,186		0,150	
Al	0,061		0,090		0,138		0,096		0,006		0,038	
Ti	0,026		0,019		0,023		0,012		0,034		0,005	
Fe^{3+}	0,029		0,069		0,061		0,054		0,062		0,078	
Cr	0,044		0,027		0,040		0,032		0,107		0,062	
Mg	0,884		0,889		0,747		0,850		0,831		0,959	
Ni	-	2,004	-	2,005	-	1,977	-	1,997	-	1,992	-	1,986
Fe^{2+}	0,092		0,047		0,062		0,054		0,060		0,047	
Mn	-		-		-		0,001		-		0,001	
Ca	0,756		0,752		0,796		0,820		0,760		0,777	
Na	0,098		0,105		0,078		0,073		0,109		0,014	
K	0,006		0,002		0,030		0,002		0,005		0,004	
(P)	0,008		0,005		0,002		0,003		0,018		0,001	
Mg	50,20		50,60		44,84		47,78		48,51		51,50	
Fe	6,87		6,60		7,38		6,13		7,12		6,77	
Ca	42,93		42,80		47,78		46,09		44,37		41,73	
Al_3%	3,25		3,90		3,40		3,35		4,65		3,70	

DIOPSIDES ; formules structurales calculées sur la base de six oxygènes

Si	1,839	2,000	1,901	2,000	1,92	2,000	1,862	2,000
Al	0,161		0,099		0,08		0,138	
Al	0,089		0,028		0,03		0,064	
Ti	0,019		0,018				0,018	
Fe^{3+}	0,071		0,047				0,053	
Cr	0,012		0,052		0,01		0,043	
Mg	0,916		0,907		0,81		0,867	
Ni	-	1,994	-	2,007	-	2,000	-	2,000
Fe^{2+}	0,057		0,031		0,12		0,063	
Mn	-		0,001		-		-	
Ca	0,776		0,827		0,95		0,804	
Na	0,050		0,089		0,08		0,078	
K	0,002		0,006				0,006	
(P)	0,002		0,001				0,004	
Mg	50,33		50,03		49,09		48,51	
Fe	7,03		4,36		6,38		6,50	
Ca	42,64		45,61		50,53		44,99	
Al_3 %	4,00		2,47		2,00		3,40	



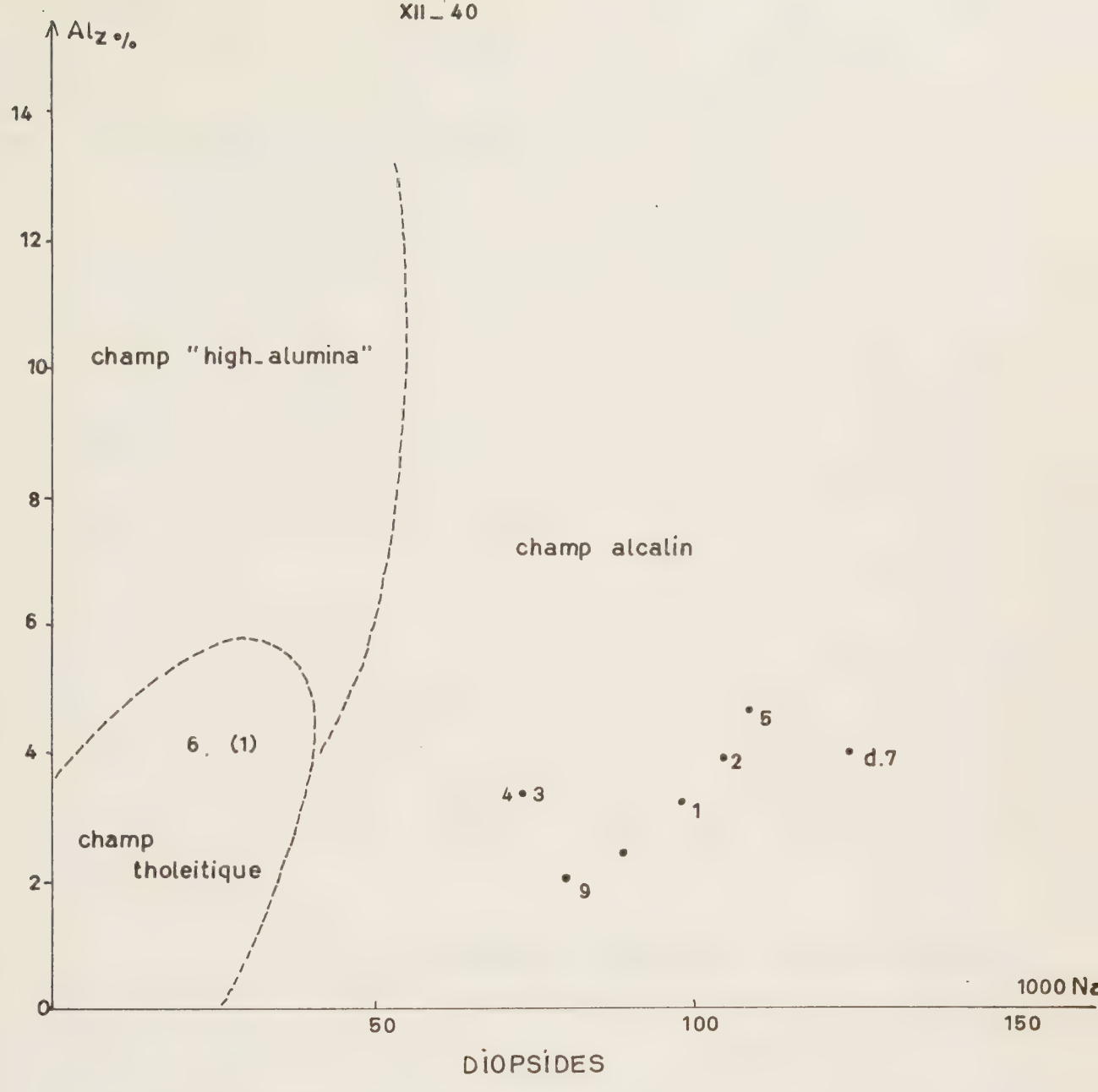
DIOPSIDES des NODULES de PERIDOTITES du VIVARAIS



DIOPSIDES

Al_Z en fonction de Si dans la formule structurale calculée sur la base de 6 oxygènes ($Al_Z + Si = 2$)

(1) Résultat rapporté par R.BROUSSE (1967) d'après E. BERGER inédit. Ce pyroxène appartient en fait à un cumulat.
En médaillon, résultats rapportés par R.BROUSSE (1967) (d'après les travaux inédits de ALBERT, BERGER) et d'après C.CAUSSE, 1965.



TENEUR EN SODIUM EN FONCTION DE L'ALUMINIUM TETRACOORDONNÉ DANS LA FORMULE À 6 OXYGÈNES

Les limites entre champs tholeitique,"high-alumina" et alcalin sont celles figurées par R. BROUSSE (1967)

(1) L'analyse globale boucle à 98,86. Ce résultat est donné à titre indicatif et sous réserve d'une verification ultérieure (échantillon V.27A)

4°) Les spinelles

a. Description

A l'oeil nu les spinelles sont noirs et brillants. La cassure est conchoïdale.

En lames minces la plupart sont bruns. Ils prennent une couleur brun-rouge dans les nodules à olivines rubéfiées. Ils sont généralement xénomorphes et interstitiels ; on observe parfois le clivage octaédrique (111).

b. Chimisme

Les spinelles sont des oxydes répondant à la formule générale M_2O_3, RO dans laquelle M est un cation trivalent et R un cation bivalent. J'ai utilisé d'une part la classification proposée par PALACHE et al. (1944), d'autre part le diagramme de SOKOLOV (1946).

α) Dans le diagramme de SOKOLOV, la classification est exprimée en fonction des proportions relatives en Al_2O_3, Cr_2O_3 et Fe_2O_3 ramenées à 100. La somme de FeO et MgO ramenée à 50 précise la nomenclature.

On voit (figure) que les spinelles des nodules sont généralement des picotites magnésiennes, rarement des chromopicotites magnésiennes (analyses n°2 et 7). Un seul spinelle entre dans le champ des magnésioferrichromopicotites ; il se situe néanmoins assez près du domaine des picotites. En résumé ces résultats sont

voisins de ceux cités par R. BROUSSE (1) (1967).

β) La classification de PALACHE et al. concerne l'ensemble des spinelles :

cation bivalent \ cation trivalent	Série des spinelles s.str. (Al)	Série des magnétites Fe^{+3}	Série des chromites Cr
Mg	Spinelle	Magnésio-ferrite	Magnésio-chromite
Fe^{2+}	Hercynite	Magnétite	Chromite
Zn	Gahnite	Franklinite	
Mn	Galaxite	Jacobsite	
Ni		Trévorite	

J'ai exprimé la composition normative des spinelles des nodules de péridotites en :

spinelle s.str ..... $MgAl_2O_4$ soit $MgOAl_2O_3$

hercynite ..... $FeAl_2O_4$ soit $FeOAl_2O_3$

magnésiochromite ..... $MgCr_2O_4$ soit $MgOCr_2O_3$

magnésioferrite ..... $MgFe_2O_4$ soit $MgOFe_2O_3$

chromite ..... $FeCr_2O_4$ soit $FeOCr_2O_3$

magnétite ..... Fe_3O_4 soit $FeOFe_2O_3$

titanomagnétite ..... $TiFe_2O_4$ soit TiO_2, 2 FeO

---

(1) Deux des analyses citées (n°14 B et 17 d'après E. BERGER inédit) sont celles de ferriplénnastes extraits de pyroxénolites prélevés l'un à Eglazines, l'autre à La Vestide du Pal.

La méthode du calcul de la norme est la suivante :

1 - MgO est utilisé d'abord pour former $MgOAl_2O_3$ puis $MgOCr_2O_3$; s'il reste du MgO on forme $MgOFe_2O_3$.

2 - Avec Al_2O_3 en excès on forme $FeOAl_2O_3$

3 - Avec Cr_2O_3 disponible on forme $FeOCr_2O_3$

4 - Si l'analyse comporte TiO_2 on forme TiO_2, 2 FeO

5 - On forme ensuite $FeOFe_2O_3$, ce qui permet de corriger éventuellement les données de l'analyse chimique en Fe_2O_3 et FeO (voir tableau).

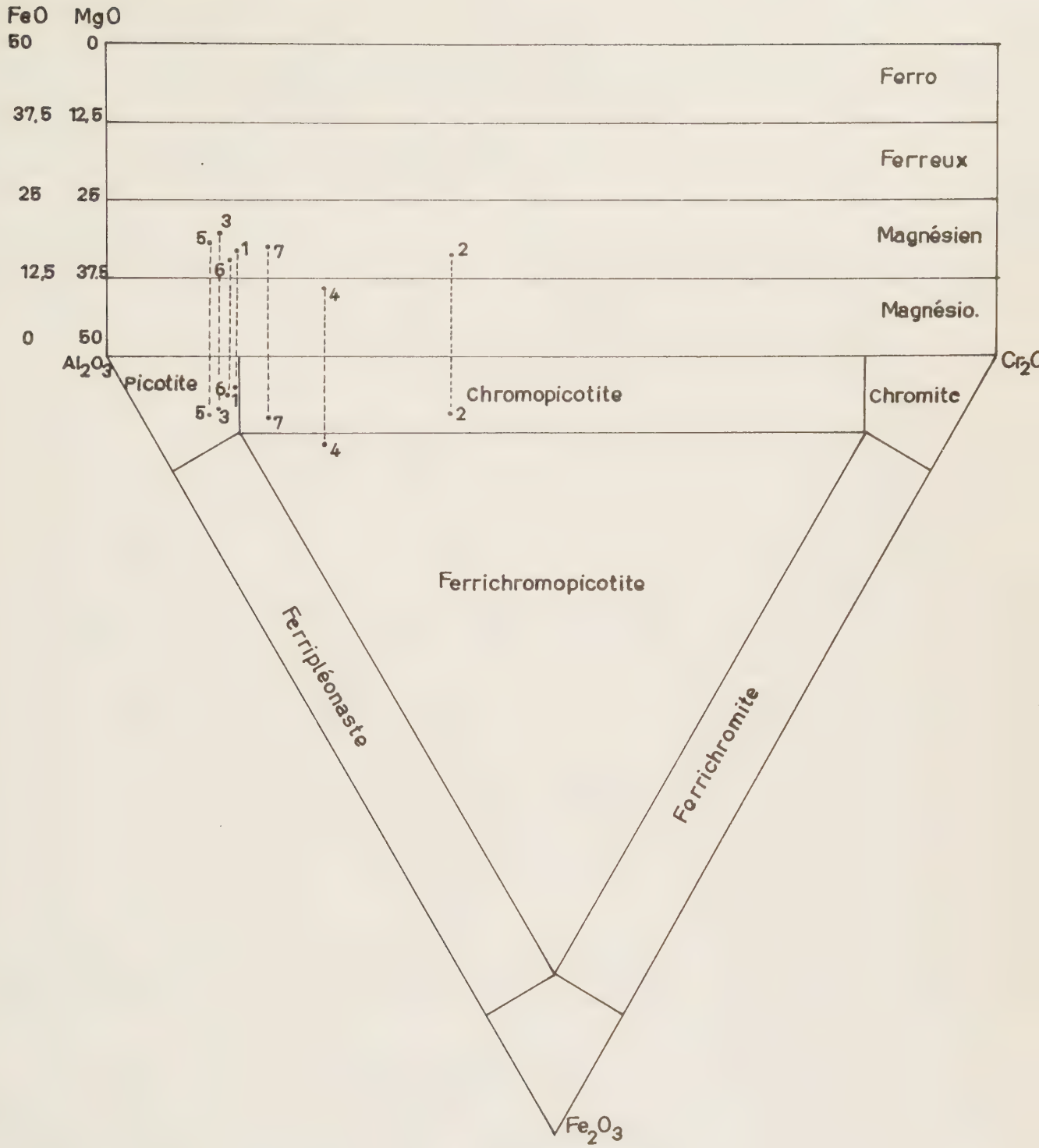
La détermination des teneurs en magnétite des spinelles est importante puisqu'elle permet (M. BESSON, comm. pers.) de calculer la fugacité d'oxygène régnant lors de la cristallisation. M. BESSON a calculé que dans les spinelles des nodules de séries alcalines, pour des teneurs en magnétite voisines de 0,1 la fugacité d'oxygène exprimée sous la forme log f O_2 est égale à -5,; ce qui conduit à t = 1200°. Ce résultat est voisin de celui obtenu à partir des compositions chimiques des diopsides par la méthode de O'HARA.

Dans le cas présent l'étude des spinelles, à la microsonde électronique, montre qu'ils sont parfois zonés, parfois hétérogènes. Les analyses chimiques globales ne peuvent donc être utilisées. Toutefois la zonation semble acquise secondairement au contact du basalte encaissant. La détermination en cours des compositions initiales, au coeur des spinelles, permettra peut-être de préciser les conditions de cristallisation d'une façon satisfaisante.

SPINELLES ; analyses chimiques : données brutes

Analyses nouvelles R. DURET

	VES. 27.	BU.41.	BU.1.	CH.15 B.	VES.77.	VES.40.	PIC.6.
SiO_2	-	-	-	-	-	-	-
Al_2O_3	57,09	56,86	57,05	57,12	52,12	39,67	48,35
Fe_2O_3	3,70	3,29	5,63	5,63	6,85	5,32	8,94
FeO	7,04	6,22	7,14	7,07	5,69	7,49	4,42
MnO	-	0,08	0,02	0,02	0,04	-	0,04
MgO	21,28	20,86	20,99	21,04	21,84	19,14	22,34
CaO	-	0,80	0,28	0,39	-	-	-
Na_2O	0,09	0,19	0,15	0,12	0,13	0,13	0,09
K_2O	0,04	0,07	0,04	0,05	0,06	0,05	0,04
P_2O_5	0,30	0,12	0,10	0,10	0,10	0,26	0,10
TiO_2	0,05	0,42	-	0,10	-	-	0,05
Cr_2O_3	8,63	9,92	6,42	7,26	11,88	26,38	14,63
TOTAL	98,22	98,83	97,82	98,90	98,71	98,44	99,00
	Classification dans le diagramme de SOKOLOV						
Al_2O_3	82,24	81,15	82,56	81,59	73,56	55,58	67,23
Fe_2O_3	5,33	4,70	8,15	8,04	9,67	7,45	12,43
Cr_2O_3	12,43	14,15	9,29	10,37	16,77	36,96	20,34
FeO	12,43	11,48	12,69	12,58	10,33	14,06	8,26
MgO	37,57	38,52	37,31	37,42	39,67	35,94	41,74



1 - Chromopicotite magnésienne (Coulée du Ray-Pic) (BU 41)
2 - Chromopicotite magnésienne Vestide du Pal) (VES 40_A)
3 - Picotite magnésienne (Coulée de Chambon) (CH. 15 bis)
4 - Magnésio Ferrichromopicotite (RAY Pic) (PIC 6)
5 - Picotite magnésienne (Coulée du Ray. Pic) (BU_1)
6 - Picotite magnésienne (Vestide du Pal) (VES. 27_A)
7 - Chromopicotite magnésienne (Vestide du Pal) (77 VES)

LES SPINELLES DES PERIDOTITES DU VIVARAIS A PARTIR DES DONNÉS BRUTES DE L'ANALYSE.

SPINELLES ; formules structurales calculées sur la base de 32 oxygènes à partir des données brutes de l'analyse chimique

	VES.27		BU.41		BU.1		CH.15 B		VES.77		VES.40		PIC.6	
Al	13,98		13,87		14,06		13,96		12,94		10,451		12,11	
Ti	0,01		0,07		-		0,01		-		-		0,01	
		15,99		16,07		16,00		16,03		16,00		16,008		16,00
Cr	1;42		1,62		1,06		1,19		1,98		4,664		2,46	
Fe^{3+}	0,58		0,51		0,88		0,87		1,08		0,893		1,42	
Fe^{2+}	1,22		1,08		1,25		1,23		1,00		1,397		0,79	
Mn	-		0,01		-		-		-		-		-	
Mg	6,65		6,49		6,60		6,56		6,91		6,429		7,13	
		7,97		7,88		8,00		7,96		8,00		7,945		7,99
Ca	-		0,18		0,06		0,09		-		-		-	
Na	0,04		0,08		0,06		0,05		0,05		0,056		0,04	
K	0,01		0,02		0,01		0,01		0,02		0,014		0,01	
P	0,05		0,02		0,02		0,02		0,02		0,049		0,02	

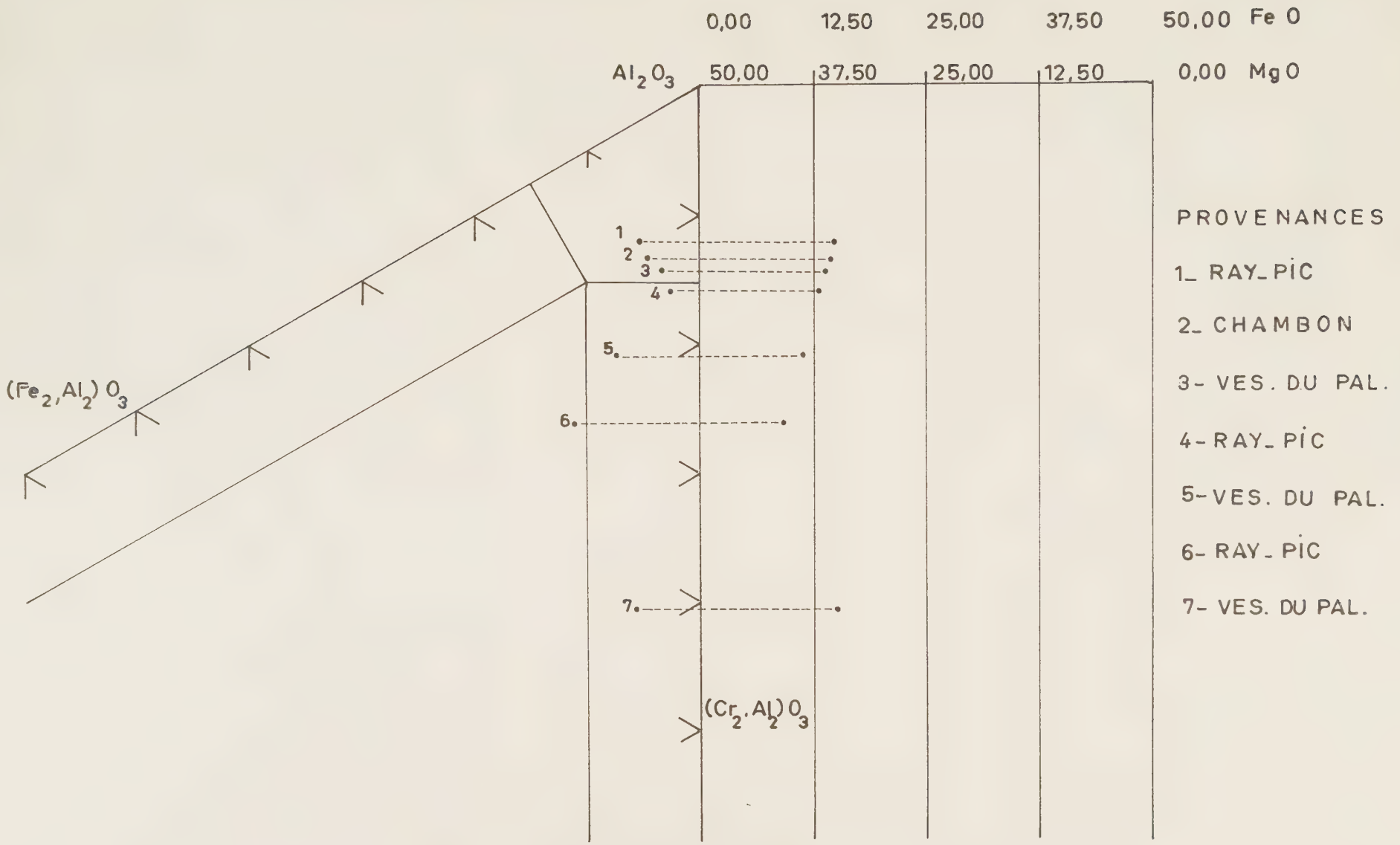
SPINELLES ; normes (poids)

		VES.27		BU.41		BU.1		CH.15 B.		VES.77		VES.40		PIC.6	
$MgAl_2O_4$	MgO	75,10	21,28	73,62	20,86	74,21	20,99	74,26	21,04	71,96	19,84	54,77	15,10	66,75	18,40
	Al_2O_3		53,82		52,76		53,22		53,22		52,12		39,67		48,35
$FeAl_2O_4$	FeO	5,57	2,30	6,99	2,89	6,53	2,70	6,65	2,75	-		-		-	
	Al_2O_3		3,27		4,10		3,83		3,90						
$MgCr_2O_4$	MgO	-		-		-		-		9,54	2,00	19,27	4,04	18,51	3,88
	Cr_2O_3										7,54		15,23		14,63
$MgFe_2O_4$	MgO	-		-		-		-		-		-		2,44	0,06
	Fe_2O_3														2,38
$FeCr_2O_4$	FeO	12,71	4,08	14,61	4,69	9,45	3,03	10,69	3,43	6,39	2,05	16,42	5,27	-	
	Cr_2O_3		8,63		9,92		6,42		7,26		4,34		11,15		
$TiFe_2O_4$	TiO_2	0,25	0,05	2,10	0,42	-		0,50	0,10	-		-		0,25	0,05
	$_2FeO$		0,20		1,68				0,40						0,20
Fe_3O_4	FeO	3,81	1,80	0,09	0,04	6,48	3,06	5,59	2,64	9,80	4,64	7,01		10,14	4,80
	Fe_2O_3		2,01		0,05		3,42		2,95		5,16				5,34
TOTAL		97,44		97,41		96,67		97,69		97,69		97,47		99,09	

- Echantillon VES. 27 , non compris Na_2O = 0,09 ; K_2 = 0,04 ; P_2O_5 = 0,30.
- Echantillon BU. 41., non compris CaO = 0,80 ; Na_2O = 0,19 ; K_2O = 0,07 ; P_2O_5 = 0,12.
- Echantillon CH. 15 B., non compris MnO = 0,02 ; CaO = 0,39 ; Na_2O = 0,12 ; K_2O = 0,05 ; P_2O_5 = 0,10
- Echantillon VES. 77., non compris MnO = 0,04 ; Na_2O = 0,13 ; K_2O = 0,06 ; P_2O_5 = 0,10.
- Echantillon VES. 40., non compris Na_2O = 0,13 ; K_2O = 0,05 ; P_2O_5 = 0,26.
- Echantillon PIC. 6., non compris MnO = 0,04 ; Na_2O = 0,09 ; K_2O = 0,04 ; P_2O_5 = 0,10.

SPINELLES ; compositions chimiques recalculées (entre parenthèse données brutes de l'analyse)

	VES.27	BU.41	BU.1	CH.15 B.	VES.77	VES.40	PIC.6
Al_2O_3	57,09	56,86	57,05	57,12	52,12	39,67	48,35
Fe_2O_3	2,21 (3,70)	1,73 (3,29)	3,42 (5,63)	3,35 (5,63)	5,16 (6,85)	3,69 (5,32)	7,91(8,94)
FeO	8,18 (7,04)	7,62 (6,22)	8,79 (7,14)	8,82 (7,07)	6,69 (5,69)	8,59 (7,49)	4,80(4,42)
MgO	21,28	20,86	20,99	21,04	21,84	19,14	22,34
TiO_2	0,05	0,42	-	-	-	-	0,05
Cr_2O_3	8,63	9,92	6,42	7,26	11,88	26,38	14,83
TOTAL	97,44	97,41	96,67	97,69	97,69	97,47	98,09
Al_2O_3	84,04	83,00	85,29	84,33	75,36	56,88	68,19
Fe_2O_3 100,00	3,25	2,52	5,11	4,95	7,46	5,29	11,17
Cr_2O_3	12,71	14,48	9,60	10,72	17,18	37,83	20,64
MgO	36,12	36,62	35,24	35,23	38,28	34,51	41,15
50,00							
FeO	13,88	13,38	14,76	14,77	11,72	15,49	8,85



SPINELLES DES PERIDOTITES DU VIVARAIS

(avec Fe O et Fe_2O_3 calculés)

5°) La pargasite

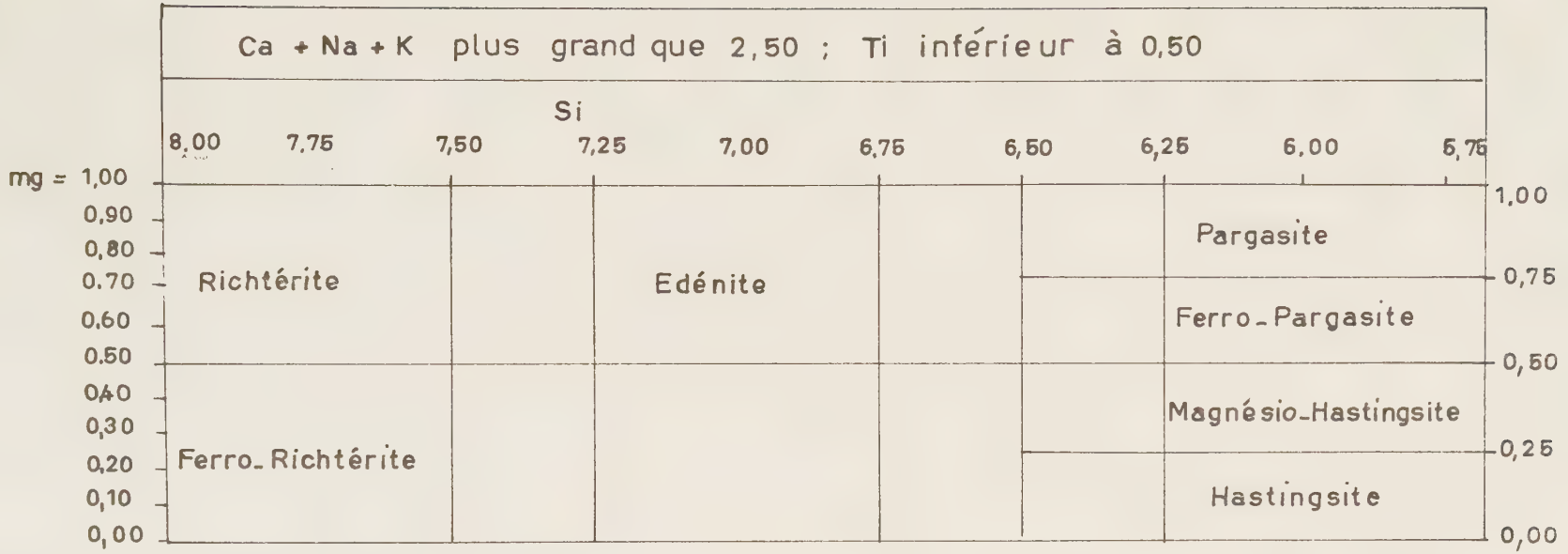
a. Description

Les amphiboles sont rarement décrites dans les nodules de péridotite ; toutefois MERCIER (1972, p.14), à la suite de CONQUERE (1971), rapporte qu'elles sont "représentées un peu partout dans le monde". MERCIER a observé, dans des nodules provenant de diverses localités d'Europe, une amphibole orthorhombique et des amphiboles monocliniques :

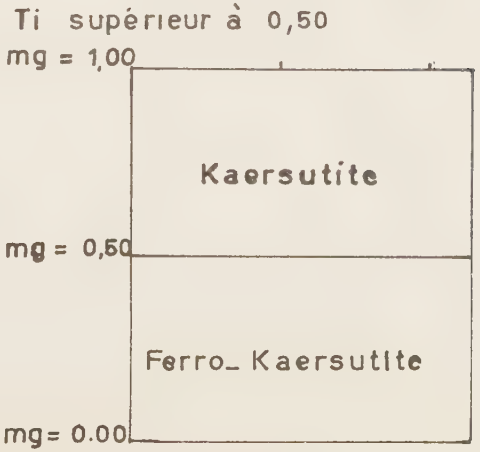
- l'amphibole orthorhombique magnésienne est de l'anthophyllite ;
- les amphiboles monocliniques sont des pargasites.

J'ai, pour ma part, observé des pargasites dans tous les nodules étudiés sauf dans ceux du neck de Crau. Elles sont peu développées (un à deux dixièmes de millimètre) dans les nodules de la Vestide du Pal, du Bauzon, du Chambon et du Ray Pic. Elles atteignent deux à trois millimètres dans les nodules du Pic de l'Etoile.

A l'oeil nu, elles ressemblent aux bronzites mais s'en distinguent aisément en lames minces grâce à un pléochroïsme très net (ng jaune vif, nm jaune, mp jaune pâle). Néanmoins elles passent parfois inaperçues car leur biréfringence élevée entraîne une confusion possible avec le diopside. L'angle d'extinction maximum ng/c = 16°, nettement plus faible que celui du diopside (ng/c = 45°), permet de lever cette ambiguité.



Nomenclature des amphiboles calciques
d'après B.E.LEAKE



N.B.: Si, (Ca + Na + K), Ti, mg sont obtenus à partir de la formule structurale avec :

$$mg = \frac{Mg}{Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn}$$

Nomenclature des amphiboles calciques et subcalciques riches en Mg [d'après HALLIMOND (1943) repris par B.E. LEAKE (1968)]

N.b.: Si et Ca + Na + K sont obtenus a partir de la formule structurale

b. Chimisme

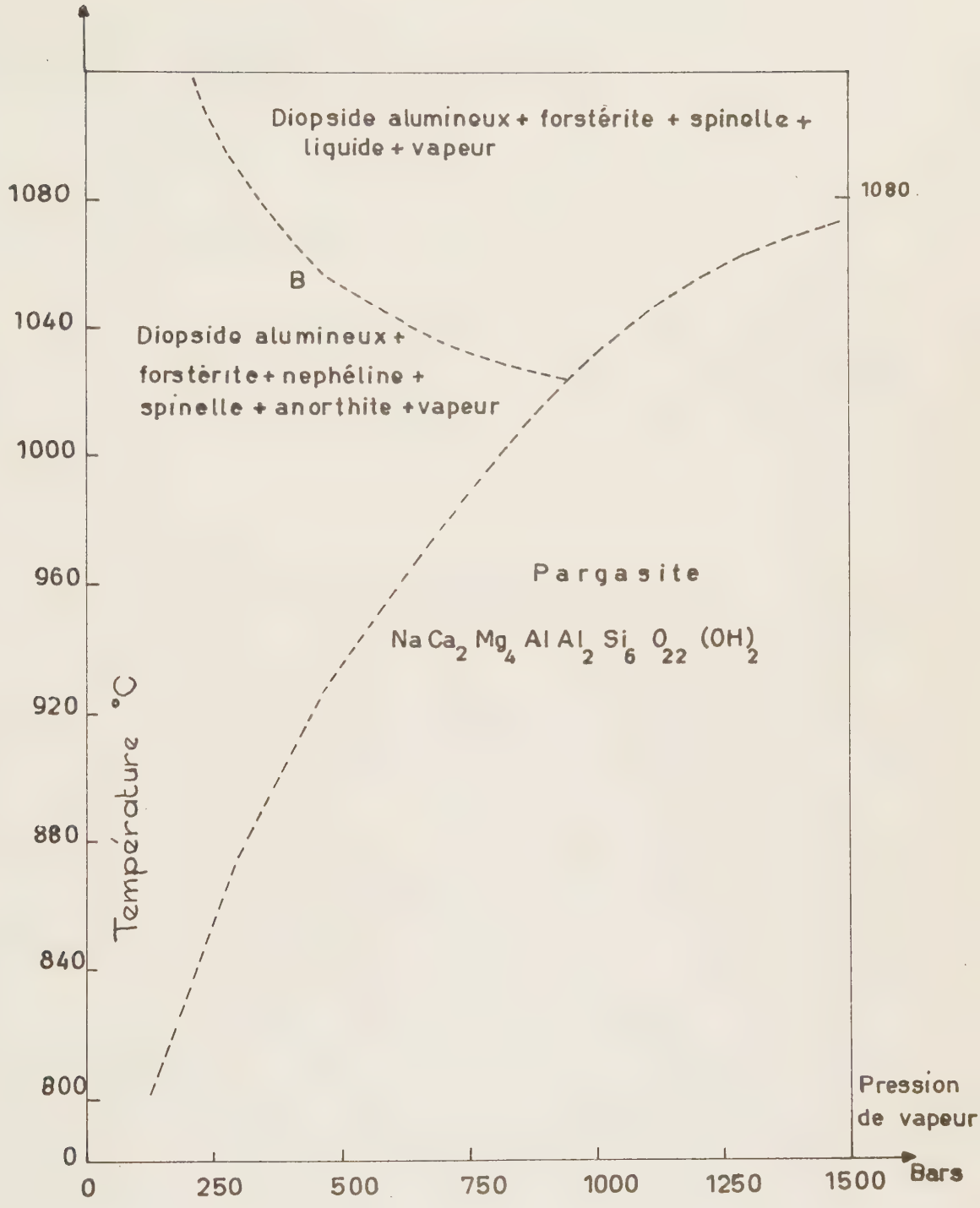
Echantillon JUV.8 ; analyse nouvelle sous la microsonde électronique de l'Ecole des Mines de Paris.

Analyse chimique		Formule structurale calculée sur la base de 23 oxygènes		
SiO_2	43,77	Si	6,153	8,000
TiO_2	0,59	Al	1,847	
Al_2O_3	16,25	Al	0,841	
FeO	4,64	Ti	0,062	
Fe_2O_3		Cr	0,200	
Cr_2O_3	1,80	Fe^{3+}	0,543	5,184
MnO	-	Fe^{2+}		
MgO	16,78	Mg	3,538	
CaO	10,82	Na	0,884	
Na_2O	3,25	Ca	1,630	2,684
K_2O	0,94	K	0,170	
TOTAL	98,84			

$$mg = \frac{Mg}{Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn} = 0,86$$

La classification des amphiboles calciques et sub-calciques utilisée ici est celle de B.E. LEAKE (1968, p.5-13), elle-même inspirée du diagramme de HALLIMOND (1943, p.72). Dans ce diagramme l'amphibole étudiée se situe dans le domaine des pargasites (voir figure).

B.E. LEAKE (1968, p.7) propose de préciser cette nomenclature (voir figure) en tenant compte plus particulièrement :



DOMAINE DE STABILITE DE LA PARGASITE (d'après BOYD, 1956).

- du rapport $\frac{Mg}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg} = mg$;

- de la teneur en silice par maille ;

- de la somme Ca + Na + K ;

- enfin, de la teneur en Ti.

Cette classification extrêmement précise permet en particulier de distinguer sans ambiguité les pargasites des kaersutites pouvant cristalliser en phase précoce dans les magmas alcalins (voir Chap. XIII).

c - Signification de la présence d'amphiboles

L'amphibole peut cristalliser entre 10 et 20 kb. et jusqu'à une température de 1000°C (YODER et TILLEY, 1962), 1100°C (GREEN et RINGWOOD, 1967). Pour MERCIER (1972) "elles restent stables sous des conditions de pression très variées, puisqu'on les trouve associées aussi bien avec des péridotites à feldspath qu'à spinelle ou grenat". La présence d'amphibole dans les péridotites à grenat a effectivement été signalée (BEST, 1970) ; néanmoins, je ne pense pas que celle-ci y soit primaire. L'amphibole pourrait apparaître au cours de l'ascension de ces péridotites à grenat, alors qu'elles ont atteint les conditions de surface de leur solidus et sous une certaine pression d'eau. Le diagramme de BOYD (1956) pourrait, dans une certaine mesure, rendre compte de l'apparition de la pargasite avec une réaction du type suivant :

diopside alumineux + forstérite + spinelle + eau ⟶ pargasite.

Quoi qu'il en soit, la présence de pargasite exige l'existence d'une certaine quantité d'eau dans le milieu de formation.

III. REACTIONS DES MINERAUX DES NODULES AVEC LE BASALTE

Les réactions des xénolithes avec le magma basaltique sont étudiées au chapitre XV. Je résume ici pour mémoire les réactions spécifiques aux minéraux des péridotites.

1°) L'olivine est parfois l'objet d'une fusion partielle.

2°) La bronzite est généralement entourée d'une couronne d'olivine. Autour de cette couronne cristallise fréquemment une salite coaxiale par rapport au cristal de bronzite.

3°) Le diopside est parfois l'objet d'une fusion partielle au sein même du nodule. Au contact du magma, il sert de support à une salite coaxiale.

4°) Le spinelle est transformé à la périphérie en titano-magnétite.

IV. ANALYSES MODALES

Elles sont basées sur le comptage de deux mille à quatre mille points selon le grain des minéraux. La nomenclature utilisée est en fonction des proportions relatives d'olivine, d'orthopyroxène et de clinopyroxène ramenées à 100 (voir figure). Il n'est pas tenu compte des teneurs en pargasite et en spinelle.

La nomenclature est la suivante (voir figure).

Olivine 0 à 80 %	DUNITE (1)
Olivine + 0 à 10%; Diopside ↗ + 10 % enstatite .	SAXONITE (2)
Olivine + 0 à 10%; Diopside ↘ + 10 % hyperstène..	HARZBURGITE (3)
Olivine + 0 à 10% orthopyroxène + plus de 20 % ; clinopyroxène	WEHRLITE (4)
Olivine + plus de 10 % orthopyroxène ; + de 20 % clinopyroxène	LHERZOLITE (5)
Olivine + plus de 20 % orthopyroxène ; + plus de 10 % clinopyroxène	
Olivine moins de 10 % orthopyroxène plus de 20%; clinopyroxène plus de 20 %	WEBSTERITE (6)
Orthopyroxène plus de 80 % ; + 0 à 20 % clinopyroxène ... bronzite	HYPERSTERNITE
Clinopyroxène plus de 80 % ; + 0 à 20 % orthopyroxène ... diopsidite	DIALLAGITE

---

(1) Définie par Von HOCHSTETTER (1859) - Mont Dun, Nouvelle Zélande.

(2) Définie par WADSWORTH (1884).- Baie de Santa Rosa, Colombie Britannique.

(3) Définie par ROSENBUCH (1887).- Harzburg, Allemagne.

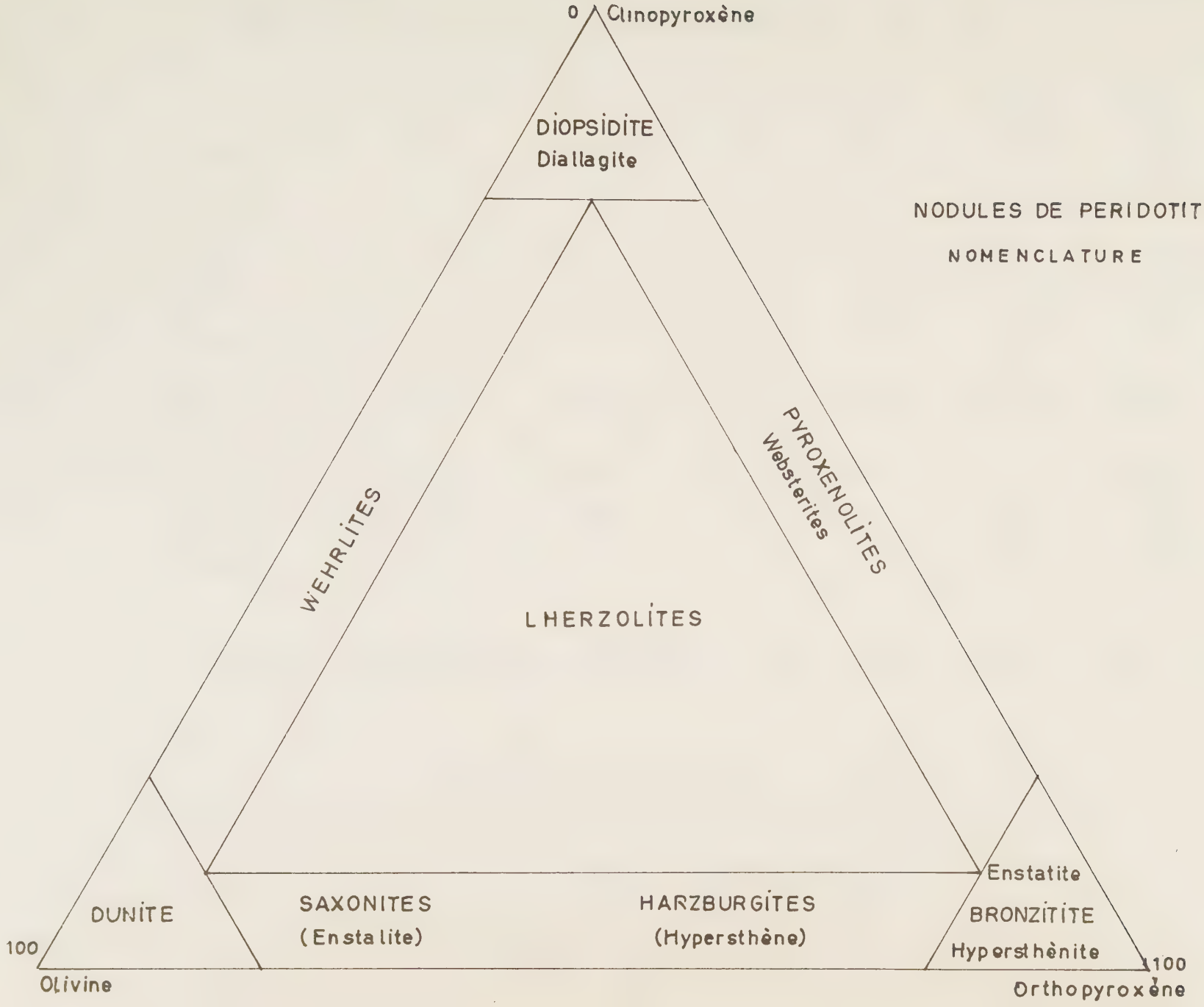
(4) Définie par Von KOBELL (1838). - Szarwaskö, Hongrie.

(5) Définie par De LAMETHERIE (1795).- Etang de Lherz, Ariège, France.

(6) Définie par WILLIAMS (1890).- Webster, Caroline du Nord, U.S.A.

		VES.1	VES.78	VES.89	CH.15 B.	VES.39	JUV.8
Olivine		80,00	77,60	73,70	88,00	55,00	73,30
Bronzite		17,50	7,80	5,45	8,80	26,90	8,70
Diopside		0,70	10,50	19,00	1,40	13,75	7,60
Spinelle		0,20	2,10	0,60	0,30	2,15	0,80
Pargasite		1,60	2,00	1,25	0,10	2,20	9,60
TOTAL		100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Olivine		81,47	80,92	75,09	89,61	57,50	
Bronzite	100,00	17,82	8,13	5,55	8,96	28,10	
Diopside		0,71	10,95	19,36	1,43	14,40	

CH., coulée du Chambon - VES., Vestide du Pal. - JUV., volcan du Pic de l'Etoile, près de La Bastide de Juvinas.



NODULES DE PERIDOTITES:

NOMENCLATURE

XII-56

300.

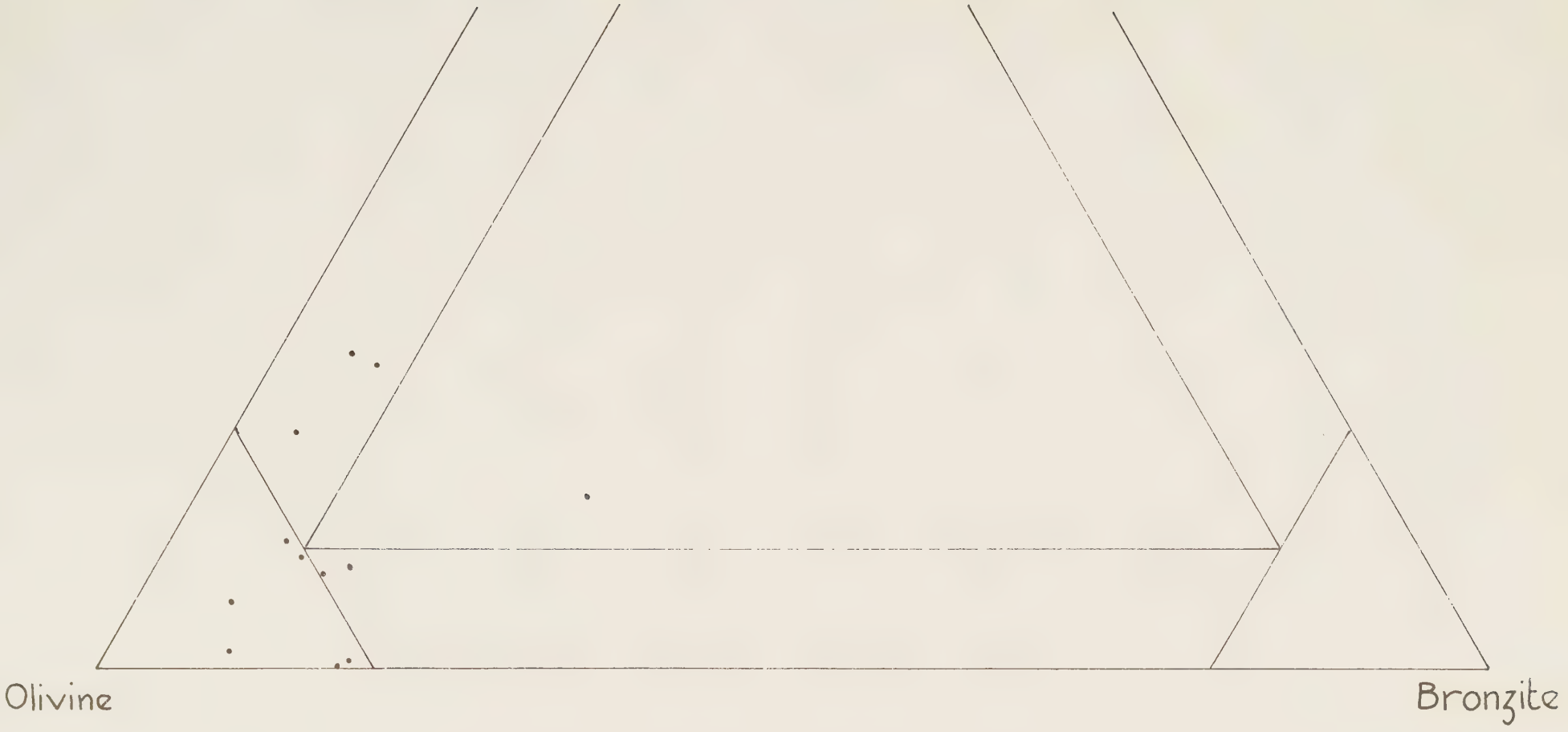
Analyses modales de péridotites du Vivarais

		BU.31	BU.41	PIC.6	VES.77	CH.9	CH.4	VES.4
Olivine		75,10	63,50	65,80	78,00	75,00	86,70	81,75
Bronzite		10,80	7,20	5,40	9,95	13,65	6,70	17,70
Diopside		7,50	14,10	25,25	9,25	8,50	5,60	-
Spinelle		4,50	5,20	2,55	1,35	1,30	1,00	0,55
Pargasite		2,10	-	1,00	1,45	1,55	-	-
TOTAL		100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Olivine		80,39	67,00	68,20	80,25	77,20	87,60	82,20
Bronzite	100,00	11,57	7,60	5,60	10,24	14,06	6,80	17,80
Diopside		8,04	25,40	26,20	9,51	8,74	5,60	0,00

BU., coulée du Ray Pic., volcan du Ray Pic. - CH., coulée du Chambon. - VES., Vestide du Pal.

V. Nodules de péridotites de l'Ardèche ; Analyses chimiques. Analses nouvelles R. DURET

	VES. 37	VES. 39	VES. 40	VES.77	VES.1	CH.15	CH.28	BU.1
SiO_2	43,85	45,12	43,36	42,20	42,32	42,12	42,26	44,96
TiO_2	0,20	0,25	0,19	0,11	0,06	0,11	0,17	0,17
Al_2O_3	0,73	2,96	4,55	1,12	0,73	tr.	2,24	1,66
Fe_2O_3	1,66	1,32	0,35	1,05	1,17	0,86	1,62	2,02
FeO	7,50	7,59	7,33	7,45	8,75	8,31	7,02	6,83
MnO	0,04	0,05	0,06	0,06	0,02	0,04	0,02	0,04
MgO	41,95	36,07	40,15	44,85	44,59	43,42	43,22	39,89
CaO	1,73	3,72	1,83	0,89	1,46	1,67	1,68	2,40
Na_2O	0,25	0,38	0,25	0,15	-	1,47	0,19	0,34
K_2O	0,03	0,16	0,09	0,08	-	0,19	0,06	0,16
P_2O_5	0,02	0,09	0,03	-	0,08	0,08	0,03	0,08
Cr_2O_3	1,08	0,86	0,51	0,42	0,05	0,59	0,09	0,51
H_2O^+	0,90	0,91	0,88	0,89	1,05	1,00	0,84	0,82
H_2O^-	0,20	0,44	0,24	0,26	0,38	0,60	0,20	0,56
TOTAL	100,14	99,92	99,82	99,53	100,66	100,46	99,64	100,44



ANALYSES MODALES DE NODULES DE PERIDOTITES DE L' ARDÈCHE

Nodules de péridotites de l'Ardèche : pourcentages cationiques

	VES.37	VES.39	VES.40	VES.77	VES.1	CH.15 B.	CH.28	BU.1
Si	36,99	38,92	36,61	35,29	35,28	35,00	35,43	38,10
Ti	0,13	0,16	0,12	0,07	0,04	0,07	0,11	0,11
Al	0,72	3,00	4,53	1,10	0,72	tr.	2,21	1,65
Fe^{3+}	1,05	0,85	0,22	0,66	0,73	0,53	1,02	1,28
Fe^{2+}	5,27	5,46	5,16	5,19	6,08	5,75	4,91	4,82
Mn	0,03	0,04	0,04	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03
Mg	53,08	46,67	50,84	56,25	55,75	54,12	54,35	50,70
Ca	1,56	3,44	1,60	0,80	1,30	1,49	1,51	2,18
Na	0,41	0,63	0,41	0,24	-	2,36	0,31	0,56
K	0,03	0,18	0,10	0,09	-	0,20	0,06	0,17
P	0,01	0,06	0,02	-	0,06	0,06	0,02	0,06
Cr	0,72	0,59	0,35	0,28	0,03	0,39	0,06	0,34

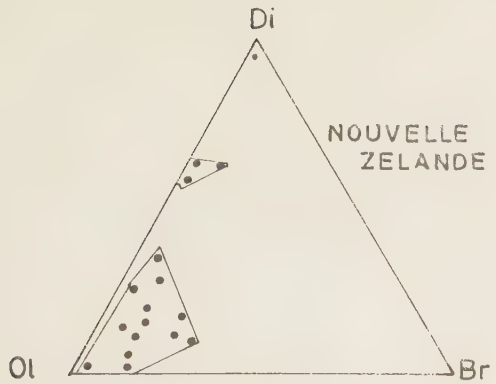


Fig.: 1

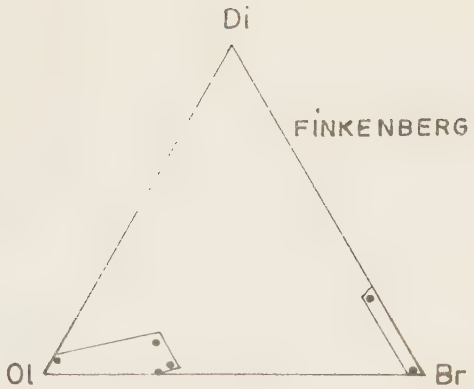


Fig.: 2

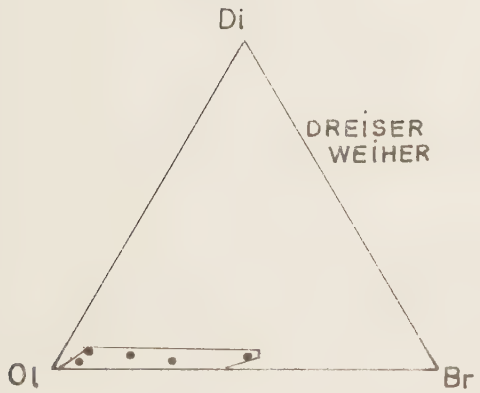


Fig.: 3

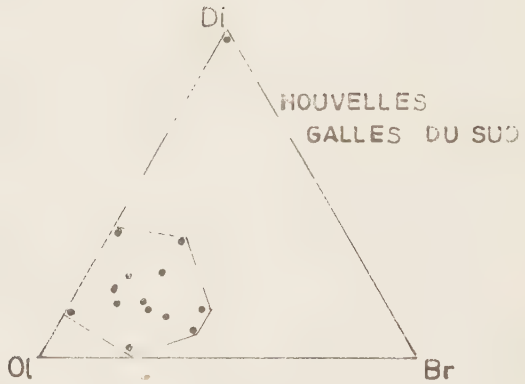


Fig.: 4

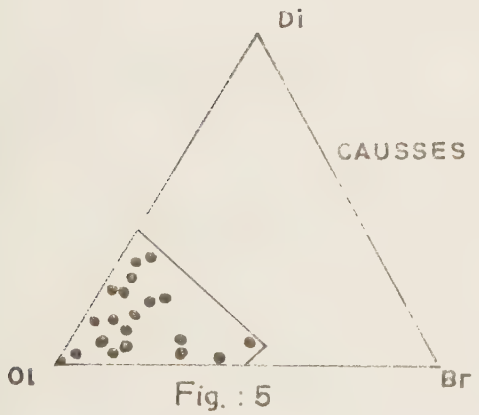


Fig.: 5

Fig.: 6

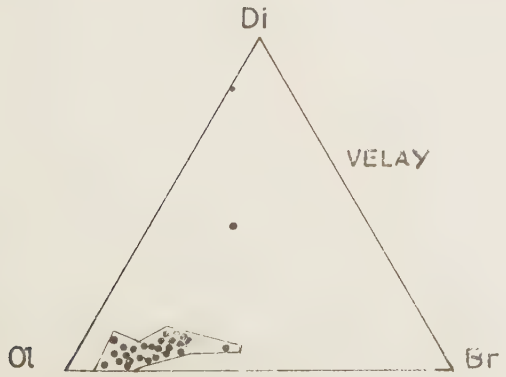


Fig.: 7

Fig.: 8

Nodules de péridotites de l'Ardèche

Norme C.I.P.W.

	OR	AB	AN	DI	HY	OL	CR	MA	ILM
VES.27	0,53	2,61	3,05	0,27	54,06	34,69	1,47	2,36	0,37
VES.37	0,17	2,11	0,77	6,04	18,60	66,89	1,59	2,40	0,37
VES.39	0,94	3,21	5,89	9,48	21,02	54,15	1,26	1,91	0,47

Paramètres de LACROIX

	P	Q	R	S	H	K	L	M
VES.27	0,0632	0,0000	0,3512	0,1607	0,9701	0,6103	0,9973	0,9068
VES.37	0,0315	0,0000	0,6080	0,0733	0,9704	0,2692	0,9762	0,9092
VES.39	0,1032	0,0000	0,2698	0,2173	0,9725	0,3604	0,9570	0,8947

Classe

VES.27	V	5	4	4	1	3	1	1
VES.37	V	5	3	5	1	4	1	1
VES.39	V	5	4	4	1	4	1	1

Nodules de péridotites de l'Ardèche

Normes C.I.P.W.

	OR	AB	AN	DI	HY	OL	CR	MA	ILM
VES.40	0,53	2,11	8,90	-	16,31	68,37	0,75	0,50	0,36
VES.77	0,47	1,26	2,14	1,78	9,95	80,40	0,61	1,52	0,20
VES.1	0,00	0,00	1,98	3,77	10,52	80,86	0,07	1,69	0,11

Paramètres de LACROIX

	P	Q	R	S	H	K	L	M
VES.40	0,1258	0,0000	0,1347	0,1918	0,9898	0,1926	0,9994	0,9072
VES.77	0,0397	0,0000	0,2978	0,2602	0,9815	0,1274	0,9933	0,9148
VES.I.	0,020	0,0000	0,0000	0,0000	0,9813	0,1501	0,9849	0,9014

Classe

VES.40	IV	5	4	4	1	4	1	1
VES.77	V	5	4	4	1	4	1	1
VES.1	V	5	5	5	1	4	1	1

Nodules de péridotites de l'Ardèche

Normes C.I.P.W.

	OR	AB	AN	DI	HY	OL	CR	MA	ILM
CH.15	(KS=0,31)	(AC=2,48)	(NS=2,23)	6,15	6,29	80,76	0,86	0,00	0,20
CH.28	0,35	1,60	5,07	2,42	9,45	76,80	0,13	2,34	0,32
PIC.6	(KS=0,31)	(AC=1,63)	(NS=0,00)	5,41	18,01	67,71	0,73	5,28	0,15
BU.1	0,94	2,87	2,52	7,00	21,00	60,53	0,75	2,92	0,32

Paramètres de LACROIX

	P	Q	R	S	H	L	L	M
CH.15 B.	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,9978	0,1780	0,9763	0,8806
CH.28	0,0714	0,0000	0,1686	0,1723	0,9707	0,1339	0,9901	0,9170
PIC.6	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,9448	0,2726	0,9784	0,9105
BU.1	0,0645	0,0000	0,4415	0,2368	0,9645	0,3162	0,9700	0,9126

Classe

CH.15	V	5	5	5	1	4	1	1
CH.28	V	5	4	4	1	4	1	1
PIC.6	V	5	5	5	1	4	1	1
BU.1	V	5	3	4	1	4	1	1

Nodules de Péridotites de l'Ardèche

Normes des ultrabasites

		VES.37	VES.39	VES.40	VES.77	VES.1	CH.28	BU.1
Acmite ---------	$NaFeSi_2O_6$	0,00	0,89	0,00	0,15	0,00	0,89	1,04
Cosmochlore ----	$NaCrSi_2O_6$	1,20	0,17	0,00	0,79	0,00	0,17	0,91
Jadeite --------	$NaAlSi_2O_6$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pyroxène Ca-Ti -	$CaTiAl_2O_6$	0,35	0,30	0,11	0,20	0,11	0,30	0,29
Tschermakite Ca-	$CaAl_2Si_2O_6$	2,46	3,85	2,00	2,08	2,00	3,85	3,12
Tschermakite Mg-	$MgAl_2Si_2O_6$	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00
Wollastomite ---	$CaSiO_3$	1,46	0,14	1,59	0,00	1,59	0,14	2,40
Enstatite ------	$MgSiO_3$	27,89	19,81	16,55	17,16	16,55	19,81	33,73
Ferrosilite ----	$FeSiO_3$	2,81	1,81	1,83	1,61	1,83	1,81	3,26
Forstérite -----	Mg_2SiO_4	57,98	66,91	70,19	71,15	70,19	66,91	50,38
Fayalite -------	Fe_2SiO_4	5,85	6,12	7,75	6,69	7,75	6,12	4,87
Silice ---------	SiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

VI. CONCLUSIONS PETROGENETIQUES

Dans la première partie de cette conclusion je rappellerai les théories proposées par les auteurs depuis LACROIX (1893). Dans la seconde partie, les conditions de genèse des péridotites étudiées ici seront envisagées. Enfin, ces conditions seront comparées à celles d'autres gisements.

1°) Le problème de l'origine des nodules de péridotites

Les hypothèses proposées pour l'origine des nodules de péridotites sont nombreuses mais se partagent principalement autour de trois points de vue.

a. LACROIX (1893), CHUCHODA et FRECHEN (1941), BROTHERS (1960) pensent que les nodules sont le produit de la ségrégation de minéraux précoces au sein du magma basaltique. Les mécanismes évoqués sont, d'une part, la différenciation par gravité dans la chambre magmatique, d'autre part, l'accumulation de cristaux basiques par des courants de convection. La présence d'orthopyroxènes, dans les nodules en enclaves dans les basaltes alcalins, rend cette hypothèse caduque : je n'y reviendrai pas.

b. FRECHEN (1948) pense que les nodules représentent le résidu de la fusion partielle du manteau supérieur.

c. ERNST (1936), ROSS et al. (1954), WILSHIRE et BINNS (1961), COLLEE (1963) pensent que les nodules de péridotites sont des enclaves arrachées au manteau supérieur.

Plusieurs arguments militent en faveur de cette dernière hypothèse :

- les minéraux des nodules ont la même composition chimique dans des laves pétrographiquement différentes (ROSS et al., 1954) ;

- certains nodules présentent une structure orientée caractéristique de roches ayant subi des tensions d'origine tectonique (ERNST, 1936 ; COLLEE, 1963 ; MERCIER, 1972 ; NICOLAS et al., 1972);

- les teneurs en chrome des minéraux des péridotites (spinelles et diopside) sont très élevées comparativement à celles des minéraux du basalte (augite, titanomagnétite) ;

- l'étude des météorites pierreuses conduit à penser que la composition moyenne du manteau pourrait être celle d'une péridotite riche en Al, Ca et Na ;

- l'étude des péridotites en enclaves dans les pipes de kimberlites apporte des arguments allant dans le même sens ; en effet ce sont pour l'essentiel des péridotites à grenat dont le lieu de formation peut être estimé à plus de 120 km de profondeur compte tenu de la présence de diamant dans la paragénèse.

Il résulte de ces considérations que les basaltes pourraient effectivement être produits par fusion partielle du manteau qui s'appauvrirait ainsi progressivement en Ti, Al, Ca et Na et se différencierait au cours des temps géologiques.

d. Les travaux récents (JACKSON 1968, 1970 ; DEN TEX, 1969 ; NICOLAS et al., 1971, 1972, MERCIER, 1972) ont définitivement confirmé que les nodules de péridotites sont des témoins du manteau supérieur.

2°) Conditions de figement des péridotites étudiées (à la lumière des théories actuellement en vigueur).

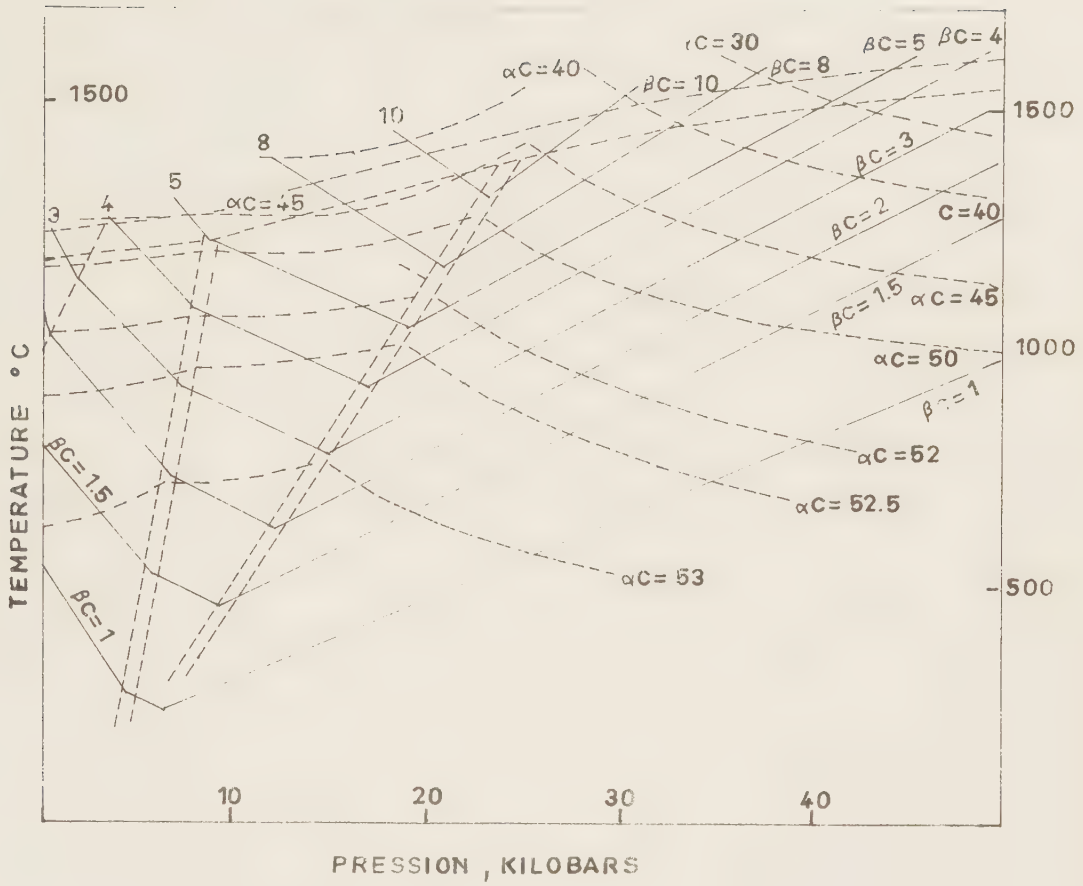
Pour certains auteurs (O'HARA, YODER et TILLEY, GREEN et RINGWOOD, MAC GREGOR ...), les associations minéralogiques rencontrées dans les péridotites à quatre phases sont fonction de la pression et de la température de formation (voir figure). Examinons dans cette hypothèse ce qu'il en est des nodules étudiés dans le présent mémoire.

1 - L'absence de grenat indique des pressions de formation inférieures à 20 kb. (MAC GREGOR, 1964).

2 - L'absence de plagioclase suppose des pressions de formation supérieures à 10 kb. (O'HARA, 1963).

3 - La présence de spinelles signifie que la température de figement est inférieure à 1300°C. (GREEN et RINGWOOD, 1967).

4 - Le coefficient de partage du fer dans le couple pyroxénique permet selon KRETZ (1961, 1963) de préciser les conditions de température de formation. Je n'ai pas utilisé ce critère car le rôle joué par Al_2O_3, Cr_2O_3 et Fe_2O_3 est sous-estimé selon cette hypothèse (O'HARA et MERCY, 1963 ; O'HARA, 1964).



Conditions d'équilibre des péridotites à quatre phases en fonction des paramètres αc et βc de O'HARA (1963, 1967).

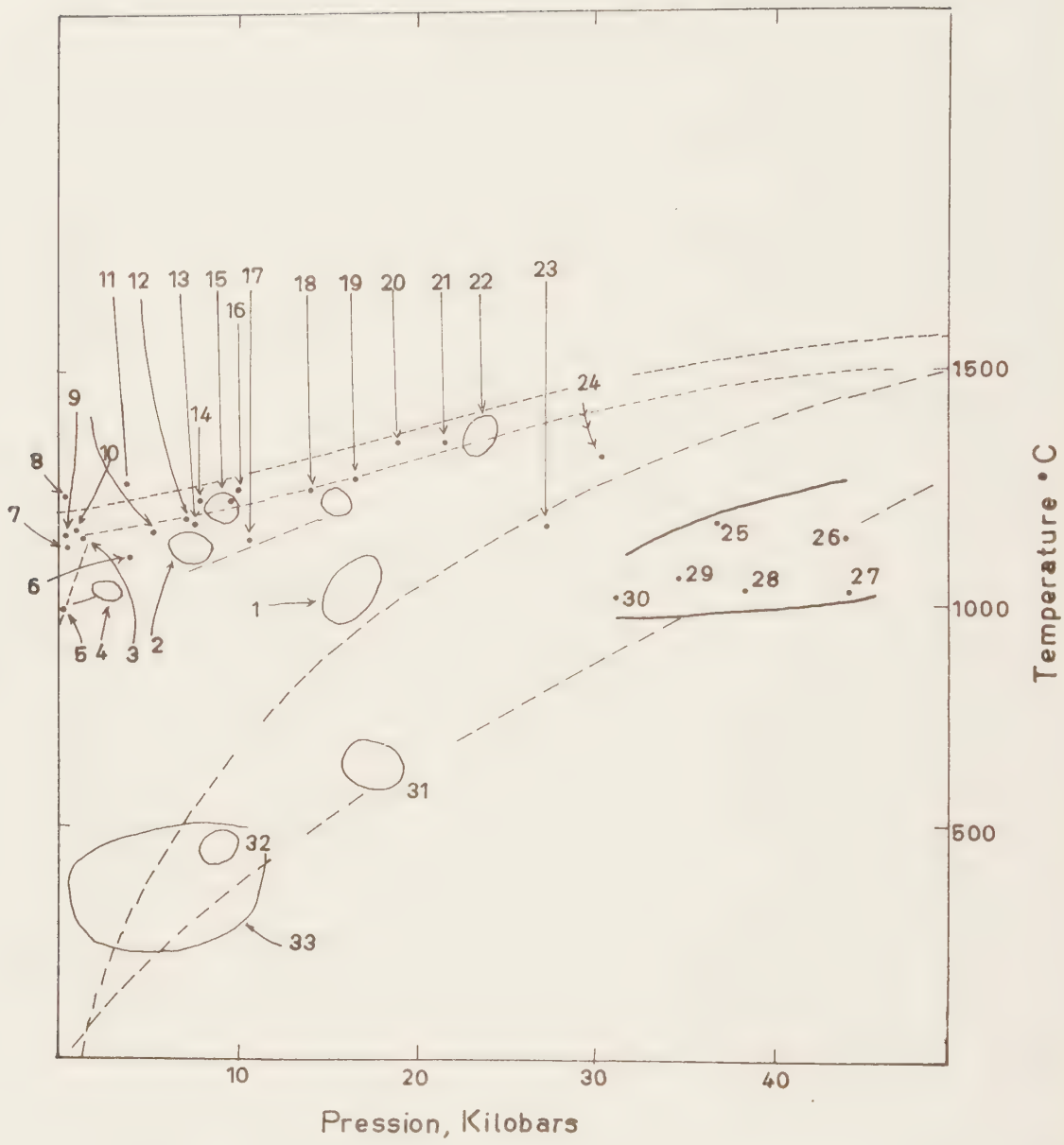
$$\alpha_c = \frac{\text{Poids \% } CaSiO_3 \times 100}{\text{Poids \% } (CaSiO_3 + MgSiO_3)}$$

$$\beta_c = \frac{\text{Poids \% } Al_2O_3 \times 100}{\text{Poids \% } (CaSiO_3 + MgSiO_3 + Al_2O_3)}$$

avec : $CaSiO_3$ = poids de $CaSiO_3$ correspondant à CaO de l'analyse;

$MgSiO_3$ = poids de $MgSiO_3$ correspondant à $MgO = MgO + MnO + NiO + FeO$ de l'analyse ;

Al_2O_3 = poids de Al_2O_3 correspondant à $Al_2O_3 = Al_2O_3 + CrO_3 + Fe_2O_3$ de l'analyse.



Conditions d'équilibre de diverses roches ultrabasiques d'après M. J. O'HARA (1967)

1 - PYRÉNÉES : LHERZOLITES

2 - HOROMAN, LIQUIDE PRIMAIRE

3 - HOROMAN,

4 - MIYAMORI, LIQUIDE PRIMAIRE

5 - MIYAMORI,

6 - RED HILLS, N.Z.

7 - RED Mtn. N.Z.

8 - DUN Mtn. N. Z.

9 - DAWROS
- droite : liquide primaire
- gauche :

10 - BUSHVELD

11 - HAMAD, 1963

12 - DIATRÈME DE NAVAJO

13 - ROSS & al., 1954, n° 7

14 - BELHELVIE, ROTHSTEIN, 1962

15 - ROSS & al. 1954, n° 1-3

16 - DREIS, ROSS & al. 1954, n° 4

17 - WILSHIRE & BINNS, 1961

18 - DREIS, FRECHEN, 1963

19 - DREIS, FRECHEN, 1963

20 - YAMAGUCHI, 1964

21 - DREIS, FRECHEN, 1963

22 - NODULE, SAGGERSON, 1963

23 - DIATRÈME DE NAVAJO, O'HARA & MERCY.

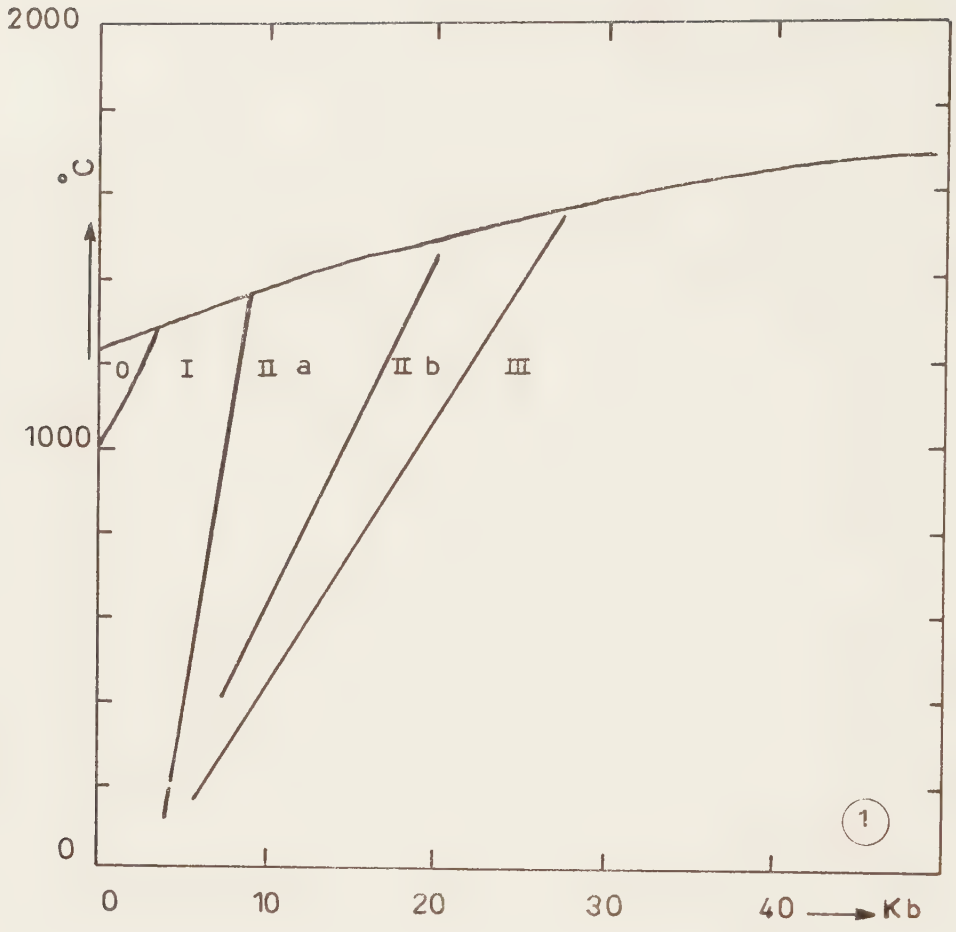
24 - CRATÈRE DU LAC SALE, OAHU, HAWAII, YODER & TILLEY, 1962

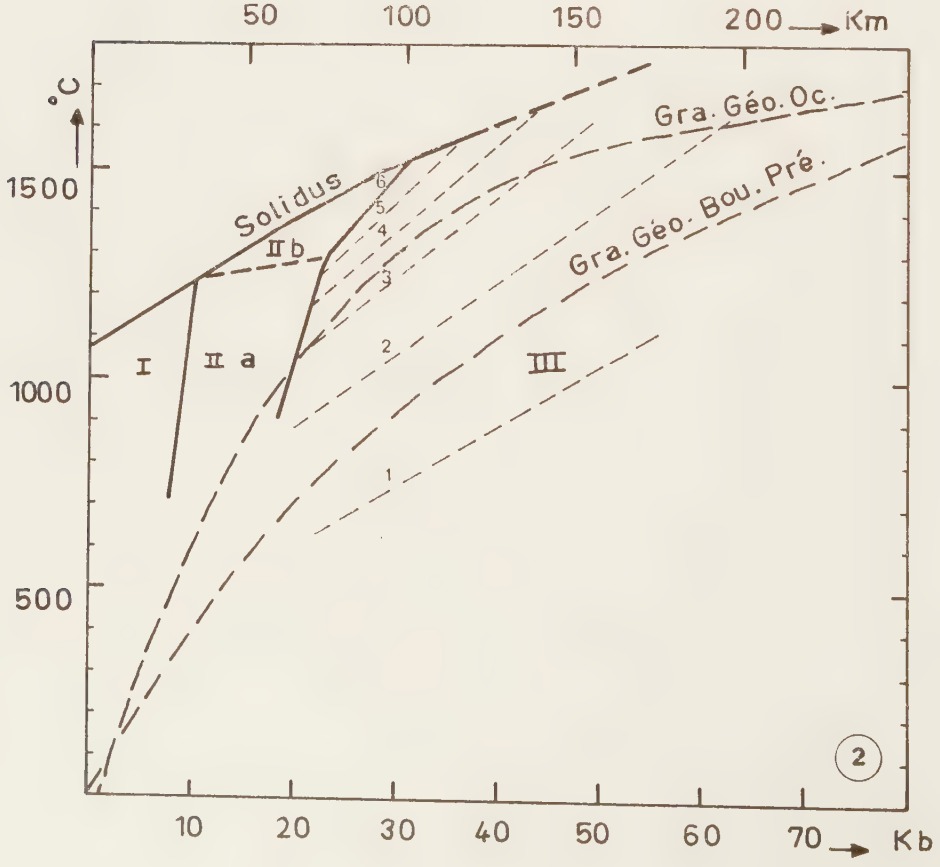
25 à 30 - NODULES DES PIPES KIMBERLITIQUES

31 - PÉRIDOTITES À GRENAT SUISSE & NORVÈGE

32 - SIKOKO, JAPON

33 - CONDITIONS PROBABLES DE FORMATION DE LA PLUPART DES SERPENTINITES


2000
°C
1000
0
0
I
II a
II b
III
1
0
10
20
30
40
Kb


50
100
150
200
Km
°C
1500
1000
500
Solidus
IIb
I
II a
III
Gra. Géo. Oc.
Gra. Géo. Bou. Pré.
6
5
4
3
2
1
2
10
20
30
40
50
60
70
Kb

DOMAINES DE STABILITE DES PERIDOTITES

figure 1 : selon M.J. O'HARA (1967)

0.- lherzolite à protoenstatite et plagioclase
(FORSTERITE + DIOPSIDE + PROTOENSTATITE + ANORTHITE)

I.- lherzolite à orthopyroxène et plagioclase
(FORSTERITE + DIOPSIDE + ENSTATITE + ANORTHITE)

II.- lherzolite à spinelle

a) Subfaciès "Seiland" (décrites par OOSTEROM, 1963)
(FORSTERITE + DIOPSIDE + ENSTATITE + ANORTHITE + SPINELLE)

b) Subfaciès "Ariègite" (décrites par LACROIX, 1900 et 1917)
(FORSTERITE + DIOPSIDE + ENSTATITE + GRENAT + SPINELLE)

figure 2 : selon GREEN et RINGWOOD (1970)

I.- "Pyrolite" à plagioclase
(OLIVINE + ORTHOPYROXENE + CLINOPYROXENE + PLAGIOCLASE)

II.- "Pyrolite à deux pyroxènes

a) (OLIVINE + ORTHOPYROXENE AL.(1) + CLINOPYROXENE AL.)

b) (OLIVINE + ORTHOPYROXENE AL. + CLINOPYROXENE AL.+SPINELLE)

III.- "Pyrolite" à grenat
(OLIVINE + ORTHOPYROXENE + CLINOPYROXENE + GRENAT)

-1-2-3-4-5-6 : lignes d'isoteneurs en Al_2O_3 dans les orthopyroxènes en équilibre avec le grenat.

- Gra. Géo. Oc. : gradiant géothermique océanique selon RINGWOOD et al. (1964)

- Gra. Géo. Bou. Pré. : gradiant géothermique des boucliers précambriens.

---

(1) AL. : abréviation de ALUMINEUX.

5 - La teneur en chaux des clinopyroxènes permet selon PETERS (1960) de déterminer les conditions de température car la solution solide avec $Mg_2Si_2O_6$ varie fortement avec la température mais pas avec la pression. Ici encore, il n'est pas tenu compte du rôle joué par Al qui augmente la miscibilité entre l'enstatite et le diopside (O'HARA, 1963) ; ce paramètre n'a donc pas été pris en considération.

6 - Les paramètres α_c et β_c de O'HARA (voir figure) précisent les conditions de figement qui seraient :

$$t = 1200° \; ; \; P = 16 \text{ kb}.$$

Les nodules étudiés dans le présent mémoire se seraient donc formés à une cinquantaine de kilomètres de profondeur.

Si maintenant nous considérons l'ensemble des péridotites observées en enclaves dans les basaltes français, celles-ci peuvent être, en première approximation, subdivisées en trois groupes :

(1) Les péridotites à grenats dont le lieu de figement se situe à plus de 120 km de profondeur ne sont connues que dans la région de Bédarieux (ALBERT, D. et ALBERT R., 1967 ; ALBERT D. et al., 1967) ;

(2) Les péridotites à pyroxènes sont celles généralement rencontrées en France (VILMINOT, 1962 ; BERGER, 1964 ; CAUSSE, 1965 ; BROUSSE 1967) ; les péridotites du Vivarais, dont le lieu de figement se situe vers 50 km de profondeur, se rangent dans ce groupe.

Les péridotites à plagioclases ne sont connues, en France, que dans l'Escandorgue (ILDEFONSE, 1970). Elles auraient cristallisé à 30 km de profondeur.

Le passage de (1) à (2) peut s'écrire :

Olivine + 2 Pyroxènes + Grenat + Olivine + 2 Pyroxènes + Spinelle.

Le passage de (2) à (3) peut s'écrire :

Olivine + Orthopyroxène Al + Clinopyroxène Al + SiO_2

Anorthite + Clinopyroxène + Orthopyroxène.

3°- Relations entre les déformations observées et le niveau de prélèvement dans le manteau

Selon MERCIER (1972) ainsi que NICOLAS et al. (1972), il existerait une relation certaine entre le type de "tectonite" en enclave dans les laves et le niveau du manteau dont elles proviennent. Je me limiterai à évoquer ici cette séduisante hypothèse que je discuterai dans la conclusion générale (voir chapitre XVI).

-:-

XIII.1

CHAPITRE XIII

-:-

LES ENCLAVES HOMOEOGENES

-:-

INTRODUCTION

Tout cristal (augite, ferropargasite ...), en enclave dans le basalte et né précocement aux dépens du magma basaltique, est considéré ici comme une enclave homoeogène. Les roches constituées de l'assemblage de tels cristaux (pyroxénolites) sont donc considérées comme des enclaves homoeogènes du basalte qui les porte, basalte dont elles sont l'expression hétéromorphe.

Les glomérules pyroxéno-péridotiques, décrits à l'occasion de l'étude pétrographique des basaltes de la Vestide du Pal (Chap. I), ne seront pas étudiés ici.

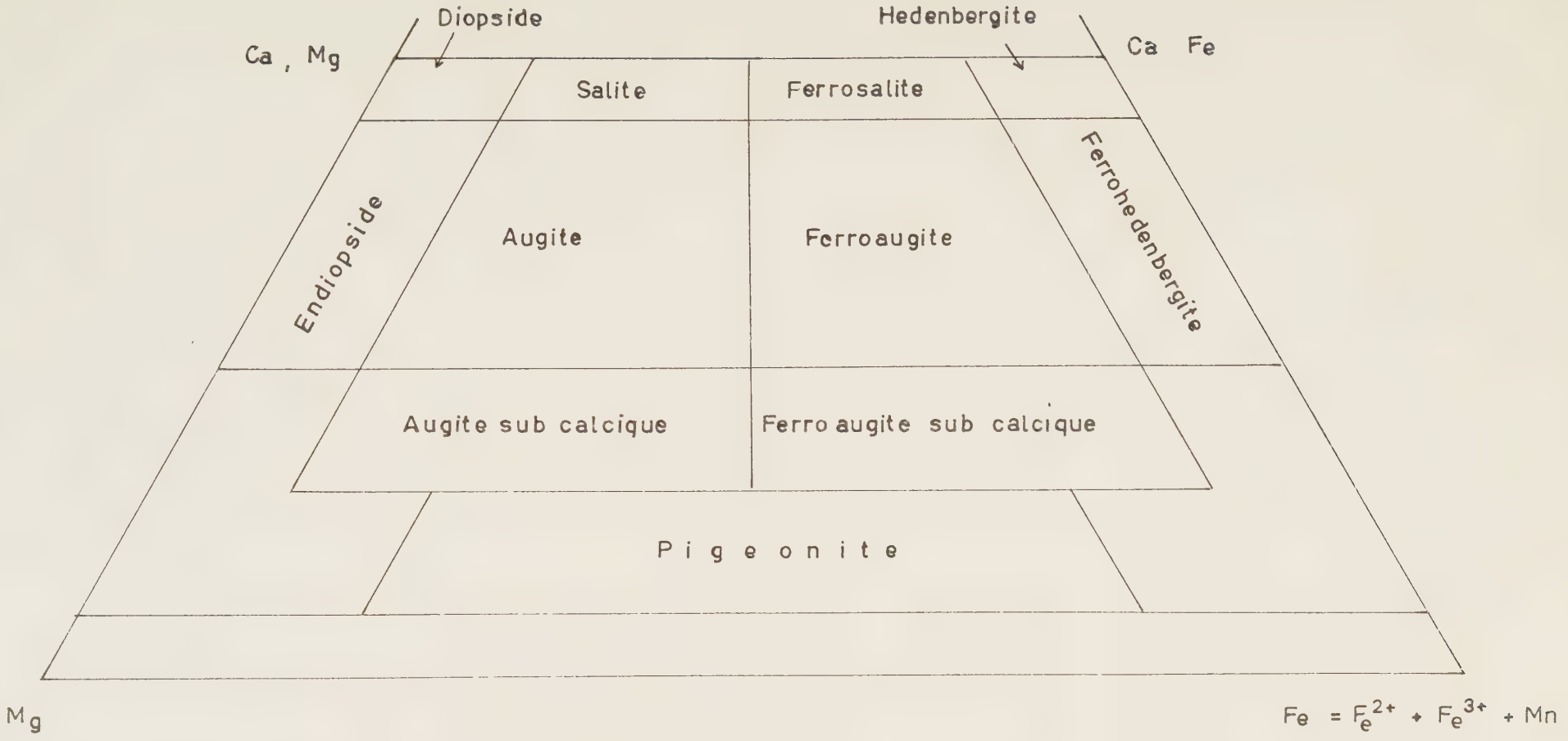
I. LES AUGITES (1)

A. Gisements, description

Elles se rencontrent le plus souvent dans les projections (Ray Pic, Vestide du Pal), plus rarement en enclaves dans le basalte (Gravenne de Montpezat, Vestide du Pal).

---

(1) La nomenclature des pyroxènes utilisée ici (Voir figure) est celle proposée par W.A. DEER et al. (1961) d'après POLDERVAART et al. (1951).



NOMENCLATURE des CLINO PYROXENES dans le SYSTEME

$Ca\,Mg\,Si_2\,O_6$ — $Ca\,Fe\,Si_2\,O_6$ — $Mg_2\,Si_2\,O_6$ — $Fe_2\,Si_2\,O_6$

(d'après POLDEVAART & HESS 1951)

Elles sont généralement trapues et atteignent deux à trois centimètres dans leur plus grande dimension. Dans les scories elles sont parfois gainées d'une mince croûte basaltique mais le plus souvent leur surface est polie et montre de nombreuses cupules. Ces dernières traduisent des phénomènes de corrosion qu'explique l'instabilité des augites au cours des stades tardifs de cristallisation.

En lames minces elles se distinguent donc des augites plus tardives par leur aspect corrodé.

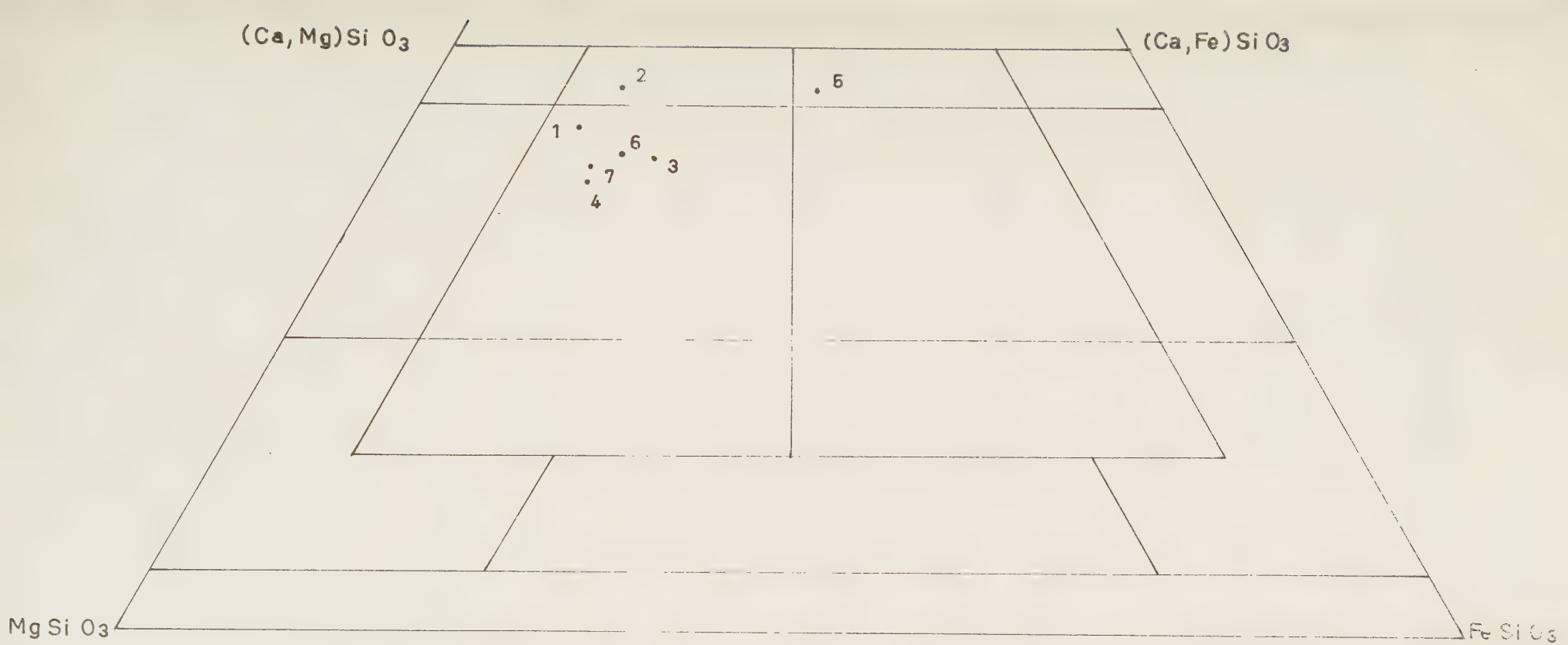
B. Chimisme

L'augite analysée provient de la Vestide du Pal. Sa composition est comparée dans le tableau joint à celle de pyroxènes précoces, rencontrés dans d'autres gisements français liés à des basaltes alcalins (E. BERGER 1964 ; R. BROUSSE et E. BERGER 1965; V. MARAVAL 1965 ; J. BABKINE et al. 1965 ; J.P. ILDEFONSE 1970). Il convient de noter que la cristallisation de ce pyroxène, précoce par rapport au basalte qui le contient, n'est évidemment pas située dans le temps par rapport à la mise en place du matériel d'explosion qui couronne la caldeira.

II. LES FERROPARGASITES

A. Gisements, description

Ces amphiboles calciques se rencontrent dans les produits du Pic de l'Etoile, aussi bien dans les scories que dans la coulée basaltique. Les plus petites atteignent quelques millimètres



PYROXENES EN ENCLAVES HOMOEOGENES DANS LES BASALTES ALCALINS FRANCAIS

(1) _ Tuffolave, "Peire Ficade" (Escandorgue); in J.P. ILDEFONSE, 1970 p. 132

(2) – Tephras du neck de Combe Croze (détroit de Rodez); In V. MARAVAL, 1965, p. 24

(3) _ Tuffolave, "Peire Ficade" (Escandorgue); in J.P. ILDEFONSE, 1970, p. 132.

(4) _ La Vestide du Pal (Ardèche): AN. NOUVELLE

(5) – Tephras du dyke de Grabels (au nord de Montpellier, Hérault); in BABKINE & AL, 1968, p. 144.

(6) – Tephras du pipe du Mas du Plo (Escandorgue); in J.P. ILDEFONSE, 1970, p. 131

(7) – Tephras du pipe d'Eglazines (Causses): in E. BERGER; 1964, p. 50; in R. BROUSSE & E. BERGER, 1965 p, 526

dans leur plus grande dimension, les plus grandes sept à huit centimètres.

En lames minces, ces amphiboles présentent un faciès de hornblende basaltique.

XIII.6

Pyroxènes en enclaves homoeogènes dans les basaltes alcalins français

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
SiO_2	44,78	44,78	45,63	45,79	45,90	46,04	48,72
Al_2O_3	10,59	9,81	4,58	7,61	5,90	6,25	8,20
Fe_2O_3	5,71	4,30	2,59	2,90	8,10	8,14	3,60
FeO	2,03	3,70	9,29	6,37	7,60	2,95	4,98
MnO	0,03	0,04	0,03	0,04	0,35	0,03	tr.
MgO	14,00	12,86	14,10	15,09	8,00	14,74	13,70
CaO	19,02	20,62	19,87	17,79	20,00	19,77	16,91
Na_2O	0,94	0,70	0,93	1,16	1,35	0,93	1,80
K_2O	0,03	0,02	0,06	0,06	0,04	0,06	0,09
TiO_2	0,76	1,70	1,84	0,47	1,40	0,76	2,28
P_2O_5	0,01	0,03	0,01	0,11	0,08	0,00	tr.
Cr_2O_3	0,46	p.d.	0,61	0,41	tr.	0,57	p.d.
H_2O^+	0,76	0,58	0,24	1,16	0,25	0,24	p.d.
H_2O^-	1,26	0,22	0,76	-	0,10	0,58	p.d.
TOTAL	100,38	99,36	100,54	98,96	99,07	101,06	100,28

(1) - Tuffolave, "Peire Ficade" (Escandorgue); in J.P. ILDEFONSE, 1970, p.132.

(2) - Tephras du neck de Combe Croze (détroit de Rodez); in V. MARACUL, 1965, p.24.

(3) - Tuffolave, "Peire Ficade" (Escandorgue); in J.P.ILDEFONSE, 1970,p.132.

(4) - La Vestide du Pal (Ardèche) ; An. nouvelle.

(5) - Tephras du dyke de Grabels (au Nord de Montpellier, Hérault); in BABKINE et al. 1968, p.144.

(6) - Tephras du pipe du Mas du Plo (Escandorgue); in J.P.ILDEFONSE,1970, p.131.

(7) - Tephras du pipe d'Eglazines (Causses); in E.BERGER ; 1964, p.50 ; in R.BROUSSE et E. BERGER 1965, p.526.

Formules structurales de pyroxènes en enclaves homoeogènes dans les basaltes alcalins français

	(1)		(2)		(3)		(4)		(5)		(6)		(7)	
Si	1,675	2,000	1,684	2,000	1,741	2,000	1,740	2,000	1,78	2,00	1,718	2,000	1,78	2,00
Al	0,325		0,316		0,206		0,260		0,22		0,274		0,22	
Al	0,141		0,117		-		0,080		0,05		-		0,13	
Ti	0,021		0,047		0,053		0,013		0,04		0,021		0,06	
Cr	0,013		-		0,018		0,012		-		0,017		-	
Fe^{3+}	0,160		0,121		0,084		0,082		0,24		0,228		0,10	
Fe^{2+}	0,063		0,116		0,295		0,201		0,25		0,092		0,15	
Mn	0,001	2,016	0,001	2,010	0,001	2,087	0,001	2,067	0,01	1,972	0,001	2,036	-	1,98
Mg	0,786		0,725		0,807		0,860		0,46		0,825		0,75	
Ca	0,762		0,831		0,812		0,724		0,82		0,790		0,66	
Na	0,068		0,050		0,067		0,085		0,10		0,067		0,13	
K	0,001		0,001		0,003		0,002		0,002		0,003		-	
P	0,000		0,001		0,000		0,003		-		0,000		-	
Fe %	12,6		12,93		19,0		15,20		28,09		16,6		15,06	
Mg %	44,4		40,57		40,4		46,04		25,84		42,6		45,18	
Ca %	43,0		46,50		40,6		38,78		46,07		40,80		39,76	

Nb. : Les numéros des pyroxènes correspondent à ceux de la page précédente.

XIII.8

Analyses chimiques d'amphiboles calciques liées à des basaltes alcalins

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
SiO_2	38,40	39,72	40,17	40,17	40,40	40,80	40,82	38,78
$Al2O_3$	11,50	14,26	14,07	15,09	15,87	15,85	14,21	14,67
Fe_2O_3	8,15	3,23	5,47	5,49	4,09	7,06	7,36	11,51
FeO	12,20	7,13	5,90	5,99	6,21	3,78	4,97	0,34
MnO	0,35	0,03	0,03	0,09	0,097	0,10	0,00	0,09
MgO	8,90	12,78	13,29	12,48	13,21	12,62	11,99	13,01
CaO	11,25	11,20	10,84	11,21	10,21	10,04	12,27	11,85
Na_2O	2,05	2,27	2,44	2,27	2,47	2,42	2,13	2,29
K_2O	1,30	1,83	2,22	1,55	1,98	2,03	1,15	1,42
P_2O_5	0,12	0,03	0,04	0,00	0,040	0,04	0,83	-
TiO_2	2,70	4,92	3,45	3,78	4,46	4,52	4,06	5,51
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	p.d.	p.d.	0,00	-
H_2O^+	2,50	1,52	0,86	2,10	0,22	0,14	0,49	0,30
H_2O^-	0,22	0,20	0,68	0,25	0,11	0,25	-	-
TOTAL	99,64	99,12	99,46	100,47	99,367	99,65	100,28	99,77

(1) - Brèche du pipe de Grabels (Nord de Montpellier); in J.BABKINE et al. (1968, p.144).

(2) - Basalte massif du dyke des Guirauds (Escandorgue); in J.P. ILDEFONSE (1970, p.134).

(3) - Tuffolave de "Peire Ficade" (Escandorgue); in J.P.ILDEFONSE(1970,p.134)

(4) - Brèche de Lake Balaton (Hongrie); in B.E.LEAKE (1968,p.163) d'après A. VENDL (1924, p.238).

(5) - Coulée basaltique de La Bastide de Juvinas (Ardèche).(Analyse Soras, 1972).

(6) - Scories basaltiques du volcan du Pic de l'Etoile (Ardèche). (Analyse Soras, 1972).

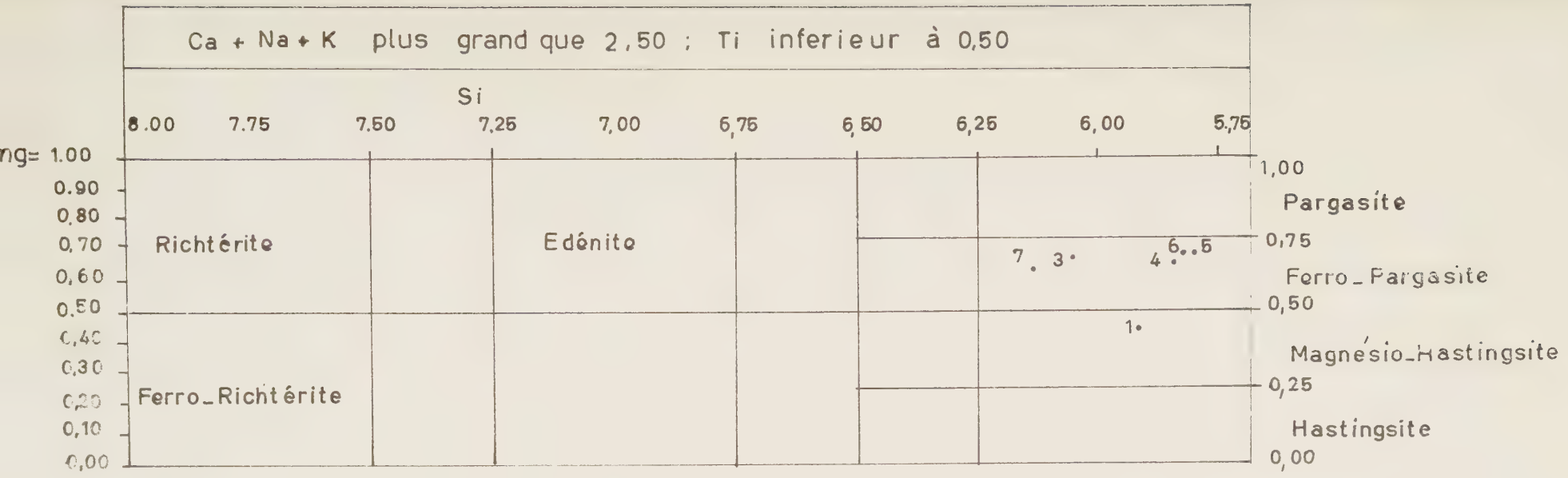
(7) - Basalte de Todtenkopfchen, Gersfield (Allemagne); in B.E.LEAKE (1968, p. 162) d'après X. GALKIN (1910, p.689).

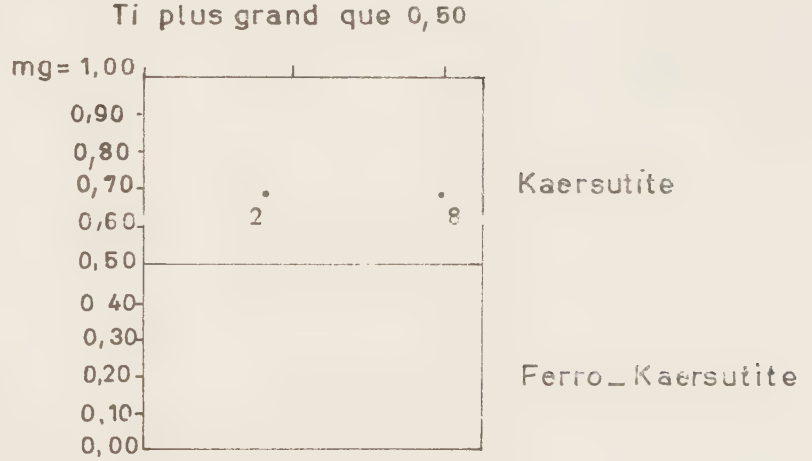
(8) - Volcan de Fakenotsuji, Ile d'Iki (Japon); in K. AOKI (1963, p.203).

Amphiboles calciques en enclaves homoeogènes dans des basaltes alcalins : formules structurales[a]

	(1)		(2)		(3)		(4)		(5)[b]		(6)		(7)		(8)	
Si	5,928	8,000	6,052	8,000	6,054	8,000	5,85	8,00	5,813	8,000	5,831	8,000	6,14	8,00	5,768	8,000
Al	2,072		1,948		1,946		2,15		2,187		2,169		1,86		2,232	
Al	0,020		0,508		0,549		0,43		0,499		0,496		0,65		0,335	
Ti	0,312		0,560		0,390		0,41		0,481		0,485		0,46		0,615	
Cr	0,000		0,000		0,000		0,00		0,000		0,000		0,00		0,000	
Fe^{3+}	0,946	4,944	0,368	5,264	0,618	5,307	0,60	4,90	0,441	5,029	0,757	4,905	0,83	5,24	1,283	5,190
Fe^{2+}	1,576		0,904		0,741		0,73		0,745		0,450		0,62		0,042	
Mn	0,046		0,004		0,004		0,01		0,012		0,012		0,00		0,012	
Mg	2,044		2,920		3,005		2,72		2,851		2,705		2,68		2,903	
Ca	1,858						1,75		1,574		1,537		1,80		1,889	
Na	0,612	2,729	0,668		0,712		0,64	2,68	0,688	2,626	0,669	2,576	0,62	2,64	0,659	2,232
K	0,259		0,356		0,427		0,29		0,364		0,370		0,22		0,270	
Al^{IV} :	2,072		1,948		1,946		2,15		2,187		2,169		1,86		2,232	
Na + K :	0,870		1,024		1,139		0,90		1,052		1,039		0,84		0,929	
Ca+Na+K :	2,729						2,68		2,626		2,576		2,64		2,818	
100 mg :	44,32		69,60		68,70		67,00		70,41		69,00		65,00		68,40	

(a) : Les formules structurales des amphiboles (5) et (6) sont calculées sur la base de 23 oxygènes . (b) + P = 0,005.





1.- Magnésio_Hastingsite titanifère (Grabels).
2.- Kaesutite (Guirauds)
3.- Ferro_Pargasite titanifère "Peire Ficade").
4.- Ferro_Pagasite titanifère (Lake Balaton)
5.- Ferro_Pargasite titanifère (La Bast. de Juvinas)
6.- Ferro_Pargasite titano_ferrique (Pic de l'Etoile)
7.- Ferro_Pargasite titano_ferrique (Todtenkopfchen)
8.- Ferri_Kaersutite (Ile d'Iki, Japon).

B) Chimisme

Les deux amphiboles analysées ont été échantillonnées, l'une dans les scories du volcan, l'autre dans la coulée basaltique à La Bastide de Juvinas.

J'ai comparé, dans le tableau joint, la composition chimique de ces amphiboles à celle d'amphiboles provenant d'autres gisements français liés à des basaltes alcalins (BABKINE et al., 1968 - J.P. ILDEFONSE, 1970). Deux amphiboles citées par B.E.LEAKE (1968),figurent également dans ce tableau.

Les formules structurales permettent de préciser la nomenclature de ces amphiboles calciques (Ca = 1,50 ou plus selon B.E. LEAKE, 1968, p.5).

Si est compris entre 5,75 et 6,25 et Ti est inférieur à 0,5 pour 6 des 7 amphiboles examinées. Ces six amphiboles appartiennent donc à la série hastingsite-pargasite. Le calcul du paramètre mg = Mg : Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn permet de préciser que l'amphibole (1) est une magnésio-hastingsite, les amphiboles (3) à (7) des ferropargasites. Ces ferropargasites sont, le cas échéant, suivies d'un suffixe déterminé de la façon suivante :

"titanifère" si Ti est égal ou supérieur à 0,25

"ferrique" si Fe^{3+} est supérieur à Fe^{2+} (1).

Enfin, Ti est plus grand que 0,5 dans l'amphibole (3), il s'agit donc (K. AOKI, 1963 ; B.E. LEAKE, 1968) d'une kaersutite.

Notons que les deux amphiboles prélevées dans les produits du volcan du Pic de l'Etoile sont très proches d'une kaersutite

---

(1) K. AOKI (1963) utilise le préfixe "oxy".

(Ti = 0,481 et 0,485) et qu'elles ne sont absolument pas zonées (Etude sous la microsonde électronique de l'Ecole des Mines de Paris).

III. LES PYROXENOLITES (1)

A. Gisements, description

I°- Gisements

Les nodules de pyroxénolites (agglomérats de J.C.VILMINOT, 1962) se rencontrent essentiellement dans les projections basaltiques de la Vestide du Pal, plus rarement dans les scories du Pic de l'Etoile et du Ray Pic. Les coulées en contiennent également de très rares exemplaires (coulée du Ray Pic, coulée du Pic de l'Etoile).

2°- Description macroscopique

Ces enclaves sombres dépassent exceptionnellement sept à huit centimètres dans leur plus grande dimension. On distingue à l'oeil nu des pyroxènes xénomorphes atteignant un à quelques millimètres (les pyroxènes sont idiomorphes dans un échantillon provenant du Ray Pic), des olivines millimétriques plus rares et de nombreux spinelles atteignant un à trois millimètres.

3°- Etude en lames minces

a. Les pyroxènes

Ils ne présentent pas la teinte légèrement violette obser-

---

(1) Un nodule pyroxéno-amphibolique, échantillonné au Pic de l'Etoile et en cours d'étude ne sera pas décrit ici.

vée dans les pyroxénolites échantillonnées au Rocher du Lion (VILMINOT, 1965, p.113). Pour le reste, leur aspect est comparable. On observe en particulier de nombreuses cavités emplies de verre brunâtre où cristallisent parfois des néo-minéraux (labrador et quelquefois cristallites d'augites). Ils sont zonés, mais ne présentent pas de structure en sablier, dans l'unique échantillon (Ray Pic n°4) où ils sont automorphes.

b. Les olivines

Elles sont généralement squelettiques (échantillon V.47) et l'iddingsitisation se développe largement à partir des clivages exceptionnellement nets ici. Dans un seul échantillon (VES.51) les olivines, développées en larges plages xénomorphes, sont parfaitement conservées.

c. Les spinelles

Ils sont verts à vert-brun en lumière naturelle et généralement automorphes ; le clivage (111) est quelquefois visible (échantillon VES.47). Ils sont parfois entourés d'un mince liserai noir (enrichi en Ti et Fe et appauvri en Al et Mg : voir Chapitre XV). Très souvent ils sont englobés par les pyroxènes.

d. Analyses modales

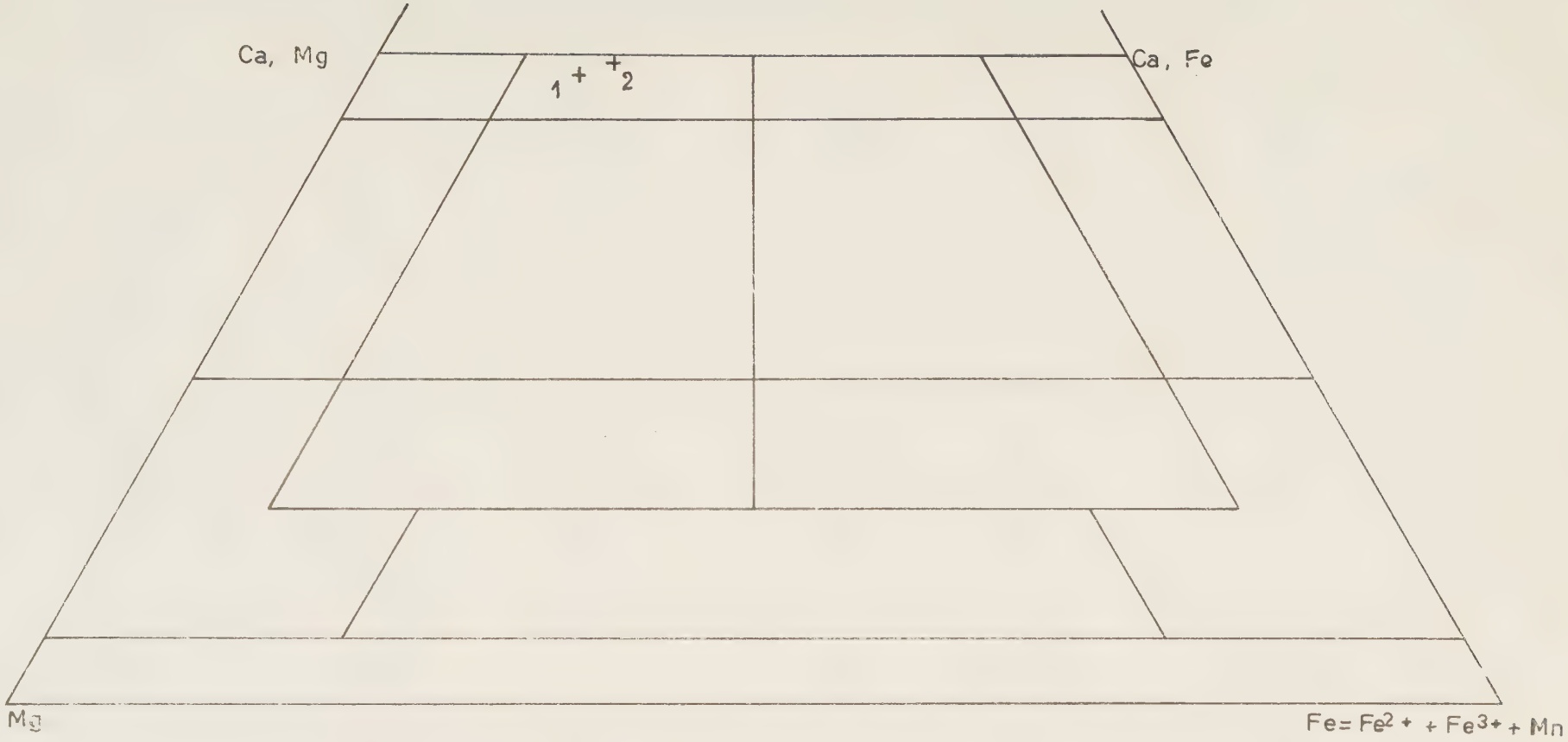
Les résultats de ces analyses modales doivent être considérés avec prudence car la taille élevée des minéraux et le nombre restreint de lames minces examinées entraînent une importante incertitude :

XIII.14

	VES.51	VES.47	Rocher du Lion (1)
Olivine	1,85	7,35	16,0
Salite	85,90	76,35	71,0
Spinelle	11,90	16,20	13,0
Plagioclase	0,35	0,10	-
TOTAL	100,00	100,00	100,00

---

(1) in J.C. VILMINOT,(165, p.112).



SALITES DES PYROXENOLITES A SPINELLES DE BASALTES ALCALINS

1. - La Vestide du Pal (Vivarais) ; analyse nouvelle

2.- Rocher du Lion (Haute Loire); in J.C. VILMINOT (1965, p. 144)

B.Chimisme

a. Salites des pyroxénolites en enclaves homoeogènes dans les basaltes alcalins

	Poids des oxydes	
	(1)	(2)
SiO_2	41,78	46,30
Al_2O_3	10,86	8,15
Fe_2O_3	4,23	5,66
FeO	4,25	2,98
MnO	0,02	p.d.
MgO	11,78	10,20
CaO	20,76	20,39
Na_2O	0,94	0,98
K_2O	tr.	0,12
P_2O_5	0,05	-
TiO_2	1,92	1,77
Cr_2O_3	0,012	0,12
H_2O^+	1,81	0,38
H_2O^-	1,18	0,18
TOTAL	99,592	97,23

(1) La Vestide du Pal: Analyse nouvelle R.DURET
(2) Rocher du Lion (Hte-Loire):in J.C.VILMINOT (1965, p.114).

Formules structurales sur la base de six oxygènes				
	(1)		(2)	
Si	1,608	2,000	1,765	2,000
Al	0,392		0,235	
Al	0,099		0,129	
Ti	0,055		0,050	
Cr	0,000		-	
Fe^{3+}	0,122		0,162	
Fe^{2+}	0,136		0,096	
Mn	0,000	2,015	-	1,941
Mg	0,676		0,583	
Ca	0,856		0,836	
Na	0,070		0,073	
K	0,000		0,004	
P	0,001		0,008	
Fe	14,13		15,39	
Mg	37,85		34,76	
Ca	48,02		49,85	

b. Les olivines

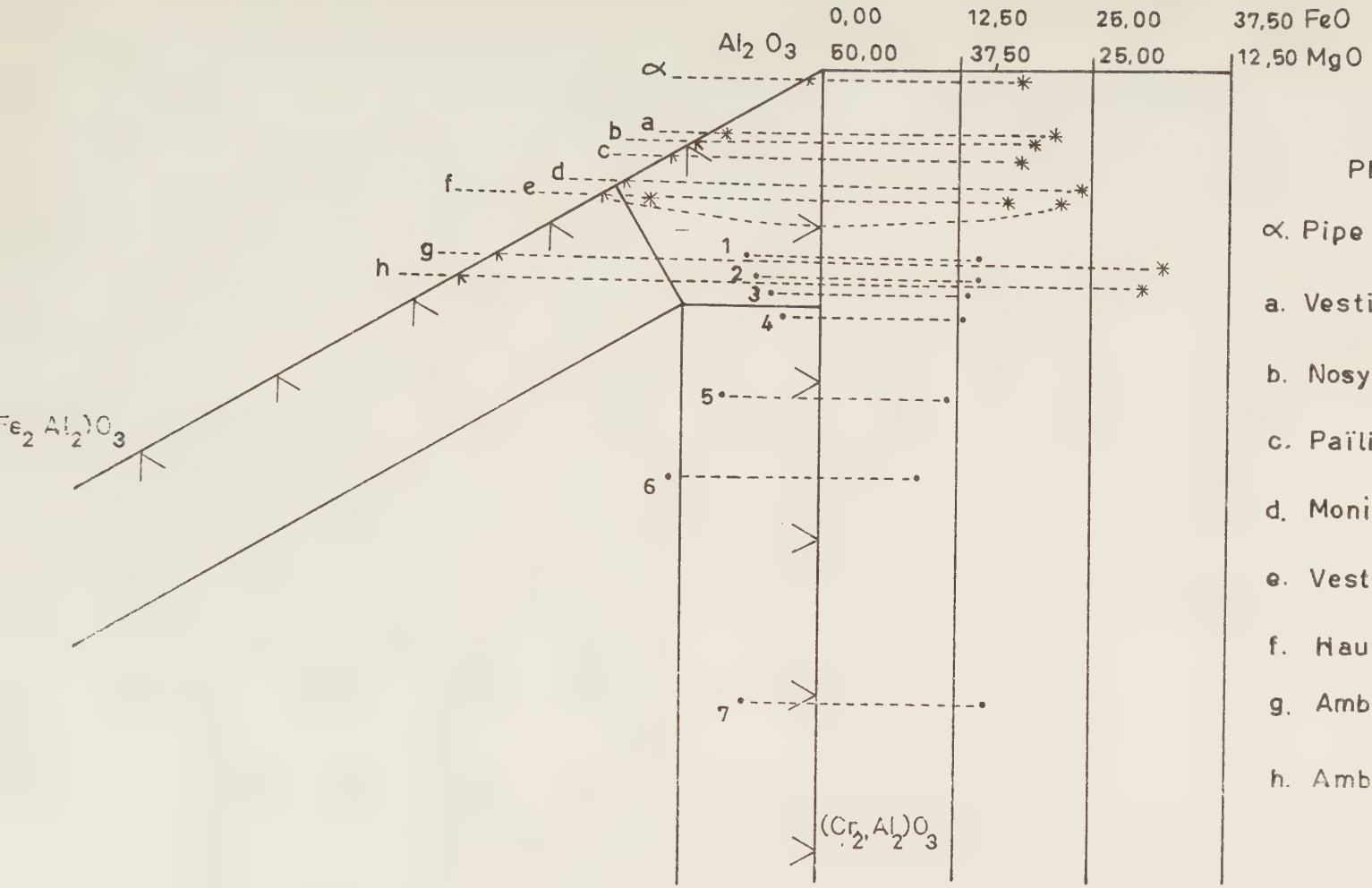
Elles ont été déterminées par la méthode de YODER et SAHAMA sur cinq échantillons différents. Les résultats obtenus sont les suivants : Fo = 77 ; Fo = 77 ; Fo = 79 ; Fo = 82 ; Fo = 83. La teneur moyenne en forsterite est donc voisine de Fo= 79,5±3%. Ce résultat diffère de celui que j'ai obtenu pour l'olivine d'une pyroxénolite du pipe d'Eglazines (Causses) soit : Fo = 67±3 % (E. BERGER, 1964, p.57 ter). Il diffère également de celui trouvé par J.C. VILMINOT pour une olivine de pyroxénolite du Rocher du Lion (Haute-Loire)soit Fo = 60 ± 6 d'après la mesure de l'angle 2 Vx. Par ailleurs trois autres pyroxénolites provenant du pipe d'Eglazines m'ont permis d'obtenir les mesures suivantes : Fo = 77 ± 3 ; Fo = 81 ± 3 ; Fo = 81 ± 3.

En conclusion, les olivines des pyroxénolites sont généralement des chrysolites, plus rarement des hyalosidérites, elles sont donc nettement moins magnésiennes que les olivines des nodules de péridotites.

c. Les ferripléonastes

Les spinelles des pyroxénolites sont des ferripléonastes (BABKINE et al., 1965, p.453 ; BABKINE et al., 1968, p.1455). Ils peuvent également être présents dans les scories sous forme de cristaux automorphes (LACROIX, 1910, p.306).

Dans le premier tableau sont données les compositions chimiques de deux ferripléonastes provenant de la Vestide du Pal et d'un ferripléonaste provenant du pipe d'Eglazines (Lozère) que j'ai étudié antérieurement(1964). Dans le second tableau ces résultats sont comparés à ceux donnés par d'autres auteurs pour différents gisements dans le monde.



PROVENANCES

α. Pipe d'Englazines (Lozère)

a. Vestide du Pal. (Ardèche).

b. Nosy Mitso (Madagascar)

c. Païlin (Cambodge)

d. Monistrol d'Allier

e. Vestide du Pal (Ardeche)

f. Haute Loire

g. Ambodivohitra (Madagascar)

h. Ambodivohitra (Madagascar)

XIII - 17

COMPARAISON DES COMPOSITIONS DES FERRIPLEONASTES (α à h)

ET DES SPINELLES DES PERIDOTITES (1 à 7)

Analyses nouvelles de ferripléonastes liés à des basaltes alcalins

		Poids des oxydes		
		(1)	(2)	(3)
Al_2O_3		53,56	61,07	67,28
Fe_2O_3		14,64	4,71	0,83
FeO		6,88	13,18	11,59
MnO		0,04	0,03	-
MgO		21,10	17,20	20,13
CaO		-	1,54	-
Na_2O		0,17	0,03	-
K_2O		0,08	0,19	-
P_2O_5		0,10	0,05	-
TiO_2		1,11	0,92	0,14
Cr_2O_3		1,29	0,44	-
TOTAL		98,97	99,36	99,77
Al_2O_3		77,07	92,23	98,78
Fe_2O_3	100,00	21,07	7,11	1,22
Cr_2O_3		1,86	0,66	0,00
MgO		37,70	28,31	31,73
FeO	50,00	12,29	21,69	18,27

Formules structurales sur la base de 32 oxygènes						
	(1)		(2)		(3)	
Al	13,264		15,061		15,888	
Ti	0,175	15,965	0,144	16,017	0,004	16,016
Cr	0,215		0,072		0,000	
Fe^{3+}	2,311		0,740		0,124	
Fe^{2+}	1,207		2,302		1,939	
Mn	0,007		0,005		0,000	
Mg	6,662		5,408		6,061	
Ca	-	7,916	0,345	8,130	0,000	8,000
Na	0,069		0,012		0,000	
K	0,022		0,050		0,000	
P	0,018		0,008		0,000	

(1) Projections basaltiques (La Vestide du Pal) (échantillon V.47.A.)
(2) Projections basaltiques (La Vestide du Pal) (échantillon V.51.A.)
(3) Tephras du pipe d'Eglazines (Causses)

Ferripléonastes : constituants polaires

		α	(a)	(b)	(c)	(d)
	MgO	20,13	17,20	19,36	19,48	17,20
$MgAl_2O_4$		71,04	60,70	68,33	68,75	60,70
	Al_2O_3	50,91	43,50	48,97	49,27	43,50
	FeO	11,53	12,38	9,46	8,07	8,85
$FeAl_2O_4$		27,90	29,95	22,89	19,52	21,41
	Al_2O_3	16,37	17,57	13,43	11,45	12,56
	FeO	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00
$FeCr_2O_4$		0,00	0,65	0,00	0,00	0,00
	Cr_2O_3	0,00	0,44	0,00	0,00	0,00
	2FeO	0,25	1,65	0,00	1,64	0,00
$TiFe_2O_4$		0,39	2,57	0,00	2,55	0,00
	TiO_2	0,14	0,92	0,00	0,91	0,00
	FeO	0,26	1,51	4,04	3,98	6,82
Fe_3O_4		0,56	3,18	8,54	8,41	14,40
	Fe_2O_3	0,30	1,67	4,50	4,43	7,58
TOTAL		99 89	97,05	99,76	99,23	96,51

Poids des oxydes avec FeO et Fe_2O déterminés à partir du calcul de la composition polaire : entre parenthèses FeO et Fe_2O_3 de l'analyse chimique

	(α)	(a)	(b)	(c)	(d)
Al_2O_3	67,28	61,07	62,40	60,72	56,06
Fe_2O_3	0,30(0,83)	1,67(4,71)	4,50(5,72)	4,43 (7,53)	7,58(10,72)
FeO	12,04(11,59)	15,75(13,18)	13,50(12,86)	13,69(11,34)	15,67(13,60)
MgO	20,13	17,20	19,36	19,48	17,20
TiO_2	0,14	0,92	0,00	0,91	n.d.
Cr_2O_3	0,00	0,44	0,00	0,00	0,00
TOTAL	99,89	97,05	99,76	99,23	96,51

( ) Tephras du pipe d'Eglazines (Causses).
(a) Projections basaltiques; échantillon Ves.51, La Vestide du Pal(Ardèche)
(b) Nosy-Mitsio(Madagascar), in LACROIX (1922, p.306) et in J. BABKINE et al. (1968, p.1457).
(c) Païlin (Cambodge), in JOURAVSKI (1936, p.373).
(d) Haute-Loire, in. PISANI (1866).

XIII.20

Ferripléonastes : constituants polaires

		(e)	(f)	(g)	(h)
	MgO	21,10	16,50	12,60	13,60
$MgAl_2O_4$		74,47	58,23	44,47	48,00
	Al_2O_3	53,37	41,73	31,87	34,40
	FeO	0,13	8,86	11,79	8,38
$FeAl_2O_4$		0,32	21,43	28,52	20,28
	Al_2O_3	0,19	12,57	16,73	11,90
	FeO	0,61	0,00	0,00	0,00
$FeCr_2O_4$		1,90	0,00	0,00	0,00
	Cr_2O_3	1,29	0,00	0,00	0,00
	2FeO	2,00	1,62	3,60	4,14
$TiFe_2O_4$		3,11	2,52	5,60	6,44
	TiO_2	1,11	0,90	2,00	2,30
	FeO	8,20	6,31	9,61	10,37
Fe_3O_4		17,31	13,33	10,29	21,90
	Fe_2O_3	9,11	7,02	10,68	11,53
TOTAL		97,11	95,51	98,88	96,42

Poids des oxydes avec FeO et Fe_2O_3 déterminés à partir du calcul de la composition polaire : entre parenthèses FeO et Fe_2O_3 de l'analyse chimique

	(e)	(f)	(g)	(h)
Al_2O_3	53,56	54,30	48,60	46,30
Fe_2O_3	9,11 (14,64)	7,02 (9,40)	10,68 (15,20)	11,53 (19,06)
FeO	10,94 (6,88)	16,79(15,35)	25,00 (22,00)	22,89 (17,27)
MgO	21,10	16,50	12,60	13,60
TiO_2	1,11	0,90	2,00	2,30
Cr_2O_3	1,29	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,11	95,51	98,88	96,62

(e) Projections basaltiques, échantillon Ves.47, La Vestide du Pal(Ardèche).
(f) Monistrol d'Allier; in BABKINE et al. (1968, p.1457).
(g) Ambodivohitra (Madagascar) ; in BABKINE et al. (1968, p.1457).
(h) Ambodivohitra (Madagascar) ; in BABKINE et al. (1968, p.1457).

d'. La roche globale

Deux analyses nouvelles sont présentées dans le tableau joint, où elles sont comparées à l'analyse donnée par J.C. VILMINOT pour une pyroxénolite du Rocher du Lion (Haute-Loire).

L'échantillon VES.51 a une composition chimique proche de la pyroxénolite du Rocher du Lion mais l'échantillon VES. 47 en diffère sensiblement. On note en particulier une plus faible teneur en alumine, en chaux et en titane et une plus forte teneur en magnésium. Ces différences semblent correspondre à une plus faible proportion en pyroxènes et à une plus forte proportion en spinelles et en olivines (voir analyses modales).

Pyroxénolites : Chimisme

	Poids des oxydes				Pourcentages cationiques			
	(1)	(2)	(3)		(1)	(2)	(3a)	(3b)
SiO_2	37,95	39,40	42,08	Si	35,00	37,22	38,20	38,01
Al_2O_3	14,62	12,22	7,54	Ti	1,13	1,30	0,59	0,59
Fe_2O_3	7,90	8,77	3,45	Al	15,86	13,58	8,06	8,01
FeO	5,00	1,53 (9,43)	11,18	Fe^{3+}	5,47	6,21	2,36	2,34
MnO	0,14	0,02	0,06	Fe^{2+}	3,84	1,20	8,48	8,41
MgO	15,24	14,59	24,43	Mn	0,11	0,02	0,05	0,04
CaO	15,00	17,90	8,18	Mg	21,08	20,67	33,03	33,10
Na_2O	1,28	0,88	0,56	Ca	14,82	18,12	7,95	7,92
K_2O	0,22	0,00	0,19	Na	2,29	1,61	0,98	0,98
TiO_2	1,64	1,83	0,87	K	0,26	0,00	0,22	0,22
P_2O_5	0,13	0,09	0,09	P	0,10	0,07	0,07	0,07
Cr_2O_3	0,05	0,02	0,44	Cr	0,04	0,01	-	0,31
H_2O^+	0,28	1,32	0,40	TOTAL	100,00	100,01	99,99	100,00
H_2O^-	0,27	1,00	0,40	R	14,68	13,16	13,11	13,16
TOTAL	99,72	99,57	99,87	S	10,20	18,25	18,33	18,33
				T	30,64	24,79	24,71	24,51

(1) Rocher du Lion (Haute-Loire) ; in J.C., VILMINOT, 1965, p.111.

(2) La Vestide du Pal (Ardèche). Echantillon Ves.51.

(3) La Vestide du Pal (Ardèche). Echantillon Ves.47.

(a) Chrome non compris.

(b) Chrome inclus.

XIII.23

Pyroxénolites : norme C.I.P.W.

		(1)		(2)		(3a)		(3b)	
QZ		0,00		0,00		0,00		0,00	
OR		0,00		0,00		1,14		1,13	
AB		0,00		0,00		4,80		4,77	
AN		33,63		29,36		17,74		17,62	
NE		5,68		4,03		0,00		0,00	
LE		0,87		-		-		-	
	Ca		0,00		0,00		9,52		9,46
DI	Mg	17,02	14,75	27,94	24,82	18,19	6,83	18,07	6,78
	Fe		2,27		3,12		1,84		1,83
	Mg		0,00		0,00		3,77		3,75
HY		0,00		0,00		4,78		4,75	
	Fe		0,00		0,00		1,01		1,00
	Mg		18,90		12,50		35,79		35,56
OL		22,36		16,48		46,39		46,09	
	Fe		3,46		3,98		10,60		10,53
LA		5,84		6,99		0,00		0,00	
CR		0,00		0,03		0,00		0,65	
MA		11,36		0,00		5,07		5,04	
HE		0,00		8,77		0,00		0,00	
ILM		3,04		3,25		1,68		1,67	
PER		0,00		0,20		0,00		0,00	
AP		0,00		0,20		0,22		0,22	
TOTAL		99,80		97,25		100,01		100,01	

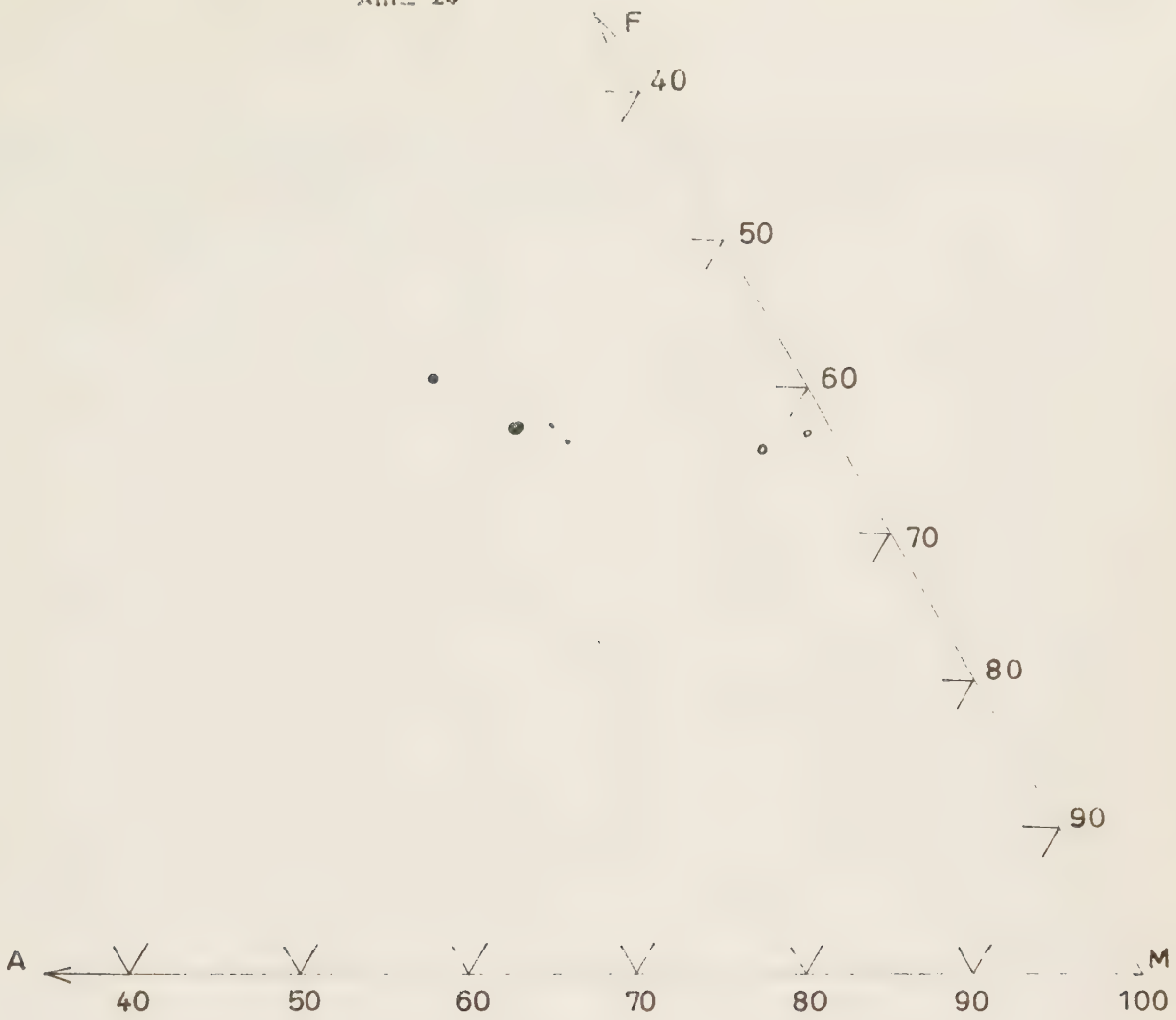
(1) Rocher du Lion (Haute-Loire) ; in J.C. VILMINOT, 1965, p.111.

(2) La Vestide du Pal (Ardèche). Echantillon Ves.51.

(3) La Vestide du Pal (Ardèche). Echantillon Ves.47.

(a) Chrome non compris

(b) Chrome inclus.



VOLCANISME RECENT DE L'ARDECHE : Diagramme AFM des enclaves homoéogènes et des Basaltes hôtes

Légende :

1- (∘) : Pyroxénolite ; échantillon V. 47._ La Vestide du Pal.
2- (∘) : Salite ; échantillon V. 76.- La Vestide du Pal.
3, 4 (•) : Ferropargasites._ Pic de l'Etoile.
5. (•) : Basanite._ Pic de l'Etoile
6- (•) : Basanite._ La Vestide du Pal.

XIII.25

Normes C.I.P.W. comparées d'une augite précoce, des ferro-pargasites titanifères et du basalte de la coulée du Pic de l'Etoile

		(1)		(2)		(3)		(4)	
QZ		0,00		0,00		0,00		0,00	
OR		0,36		6,42		12,08		10,26	
AB		0,24		0,00		0,62		8,23	
AN		15,79		26,63		26,59		17,68	
NE		5,33		11,43		10,84		13,52	
LE		0,00		4,23		0,00		0,00	
	Ca		30,93		10,12		9,44		7,35
DI	Mg	58,91	22,77	18,92	8,58	17,60	8,16	14,22	4,68
	Fe		5,21		0,22		0,00		2,19
	Mg		11,08		17,26		16,47		20,57
OL		13,87		17,74		16,47		31,20	
	Fe		2,79		0,48		0,00		10,63
MA		4,32		5,99		0,00		1,90	
HE		0,00		0,00		7,11		0,00	
ILM		0,92		8,55		8,26		2,32	
PER		0,00		0,00		0,35		0,00	
AP		0,27		0,10		0,10		0,69	
TOTAL		100,01		100,01		100,02		100,02	

(1) Pyroxène en enclave homoéogène ; La Vestide du Pal, Echantillon Ves.76

(2) Ferropargasite ; La Bastide de Juvinas.

(3) Ferropargasite ; Pic de l'Etoile

(4) Basanite ; La Bastide de Juvinas.

XIII.26

CONCLUSION

L'étude des enclaves homoeogènes permet de mieux connaître les caractéristiques chimiques précoces du magma basaltique. On a pu montrer récemment que les amphiboles pouvaient avoir cristallisé bien avant l'éruption, (volcanisme aérien de l'Escandorgue selon J.P. ILDEFONSE, 1970, p.197). La détermination, en cours, de l'âge absolu des amphiboles du Pic de l'Etoile, nous permettra de savoir s'il en est de même en ce qui concerne le volcanisme Vivarois. Quoi qu'il en soit, la norme de ces amphiboles, comparée à celle du basalte encaissant et à celle du pyroxène Ves.76 dans le tableau joint, souligne le caractère alcalin du magma dès les stades précoces de cristallisation.

-:-

XIV.1

CHAPITRE XIV

-:-

LES ENCLAVES CATAZONALES : NORITES ET GRANULITES A GRENATS

-:-

INTRODUCTION

Les basaltes quaternaires du Vivarais contiennent, à côté des nodules de péridotite, des enclaves de socle. Parmi celles-ci se trouvent parfois des norites et des granulites à grenats, roches inconnues à l'affleurement dans la région.

I. Les norites

1. Définition, gisements

Ce sont des roches grenues à plagioclases, orthopyroxènes et clinopyroxènes. Les minéraux accessoires sont l'ilménite et parfois le sphène. Je les ai rencontrées, en enclaves, uniquement dans les produits de la Vestide du Pal et du Chambon.

2. Description macroscopique

Ce sont des enclaves généralement anguleuses, atteignant un à quelques centimètres dans leur plus grande dimension. Elles présentent le plus souvent une zonation nette due à l'alternance à peu près régulière de lits plagioclasiques blancs à jaunâtre et de lits pyroxèniques sombres. D'une façon générale, ces enclaves sont remarquablement fraîches.

3. Etude en lames minces

a. Etude qualitative

Le plagioclase (An 70) est généralement maclé albite et péricline ; il présente parfois des macles mécaniques.

L'hyperstène est légèrement pléochroïque (blanc à rosé). L'extinction, légèrement oblique, caractérise l'hyperstène des roches appartenant au cortège charnockitique (QUENSAL, 1950, p.239 ; ILDEFONSE 1970, p.180). Les macles mécaniques, parfois signalées dans les hyperstènes de ce type de roche, sont absentes ici.

Le diopside, souvent entouré d'un liseré de minéraux opaques, est blanc à vert-clair en lumière naturelle. Il polarise dans les teintes vives du second ordre. On observe parfois de minces lamelles d'exsolution (hyperstène).

Les minéraux opaques : je n'ai pas déterminé ces minéraux. Des études antérieures (RAMBERG 1948, p.553 ; De La ROCHE et al., 1962 ; CERVELLE, 1966 ; MONEYRON 1967 ; WATSEN, 1967) ont montré que dans ce type de roche il s'agit d'ilménite contenant des exsolutions de magnétite.

La biotite, signalée par ILDEFONSE dans les norites de l'Escandorgue, est toujours absente ici.

Le sphène a été rencontré une fois et l'apatite deux fois.

b. Analyses modales

Les comptages portent sur 1500 à 2000 points. Ils sont portés dans le tableau ci-dessous (1 à 4) où sont également rap-

portés les résultats proposés par ILDEFONSE (1970, p.177) pour des norites de l'Escandorgue (5 à 8).

	(1.)	(2.)	(3.)	(4.)	(5.)	(6.)	(7.)	(8.)
Plagioclase	59,4	63,2	65,6	70,1	58,3	61,1	67,0	70,3
Hyperstène	23,7	22,3	20,4	17,3	26,7	18,3	22,1	22,2
Diopside	13,2	11,3	10,1	9,2	13,8	17,3	6,7	3,9
Biotite	-	-	-	-	0,3	0,2	0,1	0,1
Ilménite	3,7	3,2	3,9	3,4	0,8	2,4	3,7	3,3
Apatite	-	-	-	-	0,1	0,6	0,4	0,2
Sphène	-	-	-	-	-	0,1	-	-
TOTAL	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	L00,0

4. Chimisme

Les résultats concernant le chimisme des minéraux et de la roche globale sont consignés dans les tableaux joints. Les formules structurales des pyroxènes et la norme C.I.P.W. de la roche globale y figurent également.

a. Chimisme des hyperstènes de norites

Poids des oxydes	(1)	(2)	(3)
SiO_2	45,	50,34	49,40
Al_2O_3	1,93	0,75	0,93
Fe_2O_3	2,06	12,20	28,16
FeO	33,64	14,47	-
MnO	0,58	0,16	0,15
MgO	15,19	19,87	20,97
CaO	0,75	0,06	0,17
Na_2O	tr.	0,28	0,09
K_2O	tr.	0,16	0,06
P_2O_5	tr.	0,11	-
TiO_2	p.d.	0,44	0,31
Cr_2O_3	p.d.	1,06	p.d.
H_2O^+	-	0,09	0,00
H_2O^-	-	0,12	0,20
TOTAL	99,95	100,11	100,44

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes	(1)		(2)		(3)	
Si	1,84		1,89		1,92	
Al^{IV}	0,09	2,00	0,03	2,00	0,04	2,00
Ti	-		0,01		0,01	
Fe^{3+}	0,07		0,34		0,03	
Cr	-		0,03		-	
Fe^{2+}	1,10		0,27		0,82	
Mg	0,90		1,12		1,23	
		2,02		1,92		2,08
Mn	-		0,01		0,01	
Ca	0,02		-		0,01	
Na	-		0,02		0,01	
K	-		0,01		-	

Provenances : (1) - Vestide du Pal (Ardèch); analyse microsonde électronique E.N.S.M.P.
(2) - Volcan du Chambon (Ardèche)
(3) - Dyke des Guirauds (Escandorgue) In ILDEFONSE,1970,p.179. Seul le fer total (Fe_2O_3).

b. Chimisme des diopsides de norites

	Poids des oxydes	
	(1)	(2)
SiO_2	46,88	51,14
Al_2O_3	2,02	2,00
Fe_2O_3	1,80	10,08
FeO	15,03	
MnO	0,29	0,06
MgO	10,00	13,69
CaO	22,99	21,16
Na_2O	0,79	0,56
K_2O	-	0,06
TiO_2	0,36	0,56
Cr_2O_3	p.d.	0,74
H_2O^+	-	0,00
H_2O^-	-	0,32
TOTAL	100,16	100,37

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes				
	(1)		(2)	
Si	1,84		1,931	
Al^{IV}	0,09		0,069	
		2,00		2,000
Ti	0,01		0,016	
Fe^{3+}	0,06		-	
Al^{IV}	-		0,020	
Cr	-		0,022	
Mg	0,57		0,775	
Fe^{2+}	0,48	2,05	0,285	2,019
Mn	-		0,002	
Ca	0,95		0,855	
Na	0,05		0,041	
K	-		0,003	

Provenances :(1) La Vestide du Pal. Analyse effectuée sous la microsonde électronique de l'E.N.S.M.P. La composition est en fait celle d'une salite faiblement alumineuse (voir chapitre); FeO et Fe_2O_3 sont calculés.

(2) Dyke des Guirauds (Escandorgue). In ILDEFONSE, 1970, p.181 : tout le fer a été dosé sous forme de Fe_2O_3.

c. Norites : chimisme ; roche globale

	Poids des oxydes			Pourcentages cationiques			
	(1)	(2)	(3)		(1)	(2)	(3)
SiO_2	51,00	50,78	49,08	Si	48,23	48,02	45,44
Al_2O_3	18,05	14,62	17,58	Al	20,08	16,29	19,15
Fe_2O_3	5,50	1,76	3,14	Fe^{3+}	3,90	1,25	2,18
FeO	4,52	9,39	8,90	Fe^{2+}	3,56	7,42	6,87
MnO	0,09	0,08	0,01	Mn	0,07	0,07	0,01
MgO	6,99	8,31	6,98	Mg	9,92	11,71	9,69
CaO	8,05	9,03	9,13	Ca	8,16	9,15	9,05
Na_2O	2,84	2,83	4,09	Na	5,20	5,20	7,33
K_2O	0,20	0,21	0,22	K	0,24	0,24	0,26
TiO_2	0,86	0,87	0,03	P	0,02	0,02	-
Cr_2O_3	0,38	p.d.	p.d.	Ti	0,61	0,61	0,02
P_2O_5	0,03	0,02	0,00	Cr	0,14	-	-
H_2O^+	0,26	1,39	-	TOTAL	100,03	100,02	100,00
H_2O^-	0,24	0,24	0,46				
TOTAL	99,01	99,53	99,62				

Provenances :
(1) Norite ; Volcan du Chambon (Ardèche)
(2) Norite ; Volcan du Chambon (Ardèche)
(3) Norite ; Dyke des Guirauds (Escandorgue) in ILDEFONSE, 1970, p.176.

XIV.7

Norites : norme C.I.P.W.

		(1)	(2)		(3)
QZ		5,94	0,00		0,00
OR		1,18	1,21		1,10
AB		24,00	24,53		31,00
AN		35,87	27,12		29,70
NE		0,00	0,00		2,30
	Ca			7,69	
DI	Mg	3,08	15,06	4,33	13,50
	Fe			3,04	
	Mg			14,90	
HY		18,19	25,37		0,00
	Fe			10,47	
	Mg			1,33	
OL		0,00	2,36		18,90
	Fe			1,03	
CR		0,56	0,00		0,00
MA		7,98	2,61		3,30
ILM		1,63	1,67		0,20
AP		0,07	0,07		0,00

Provenances :

(1) Volcan du Chambon (Ardèche). On remarque l'apparition de quartz dans la norme. Elle traduit l'importance relative du fer ferrique par rapport au fer ferreux dans l'analyse chimique (FeO = 4,52 ; Fe_2O_3 = 5,50).

(2) Volcan du Chambon (Ardèche)

(3) Dyke des Guirauds (Escandorgue); in ILDEFONSE, 1970, p.176.

II. Les granulites à grenats

1. Définition, gisements

Ce sont des roches grenues, à quartz, feldspath alcalin, plagioclase, grenat et sillimanite. Les minéraux accessoires sont le rutile et l'ilménite. J'ai découvert ces enclaves dans les mêmes gisements que les norites (Vestide du Pal et Chambon).

2. Description macroscopique

Les enclaves que j'ai trouvées sont toutes contenues dans des bombes basaltiques (voir planche photo). On y observe des îlots riches en grenats dans un ensemble clair quartzo-feldspathique parfois lité.

3. Etude en lames minces

a. Etude qualitative

Le quartz, souvent granulaire, présente fréquemment une extinction roulante.

Le plagioclase, sensiblement moins abondant que dans les norites, présente systématiquement la macle de l'albite.

Le feldspath alcalin (orthose) dessine de grandes plages perthitiques.

La sillimanite, peu abondante, a une extinction parfois roulante.

Le grenat est toujours entouré d'une auréole réactionnelle à hyperstène et spinelle hercynite.

Les minéraux accessoires sont l'ilménite, le rutile et la biotite.

Quelques plages myrmékitiques apparaissent également par places.

b. Analyses modales

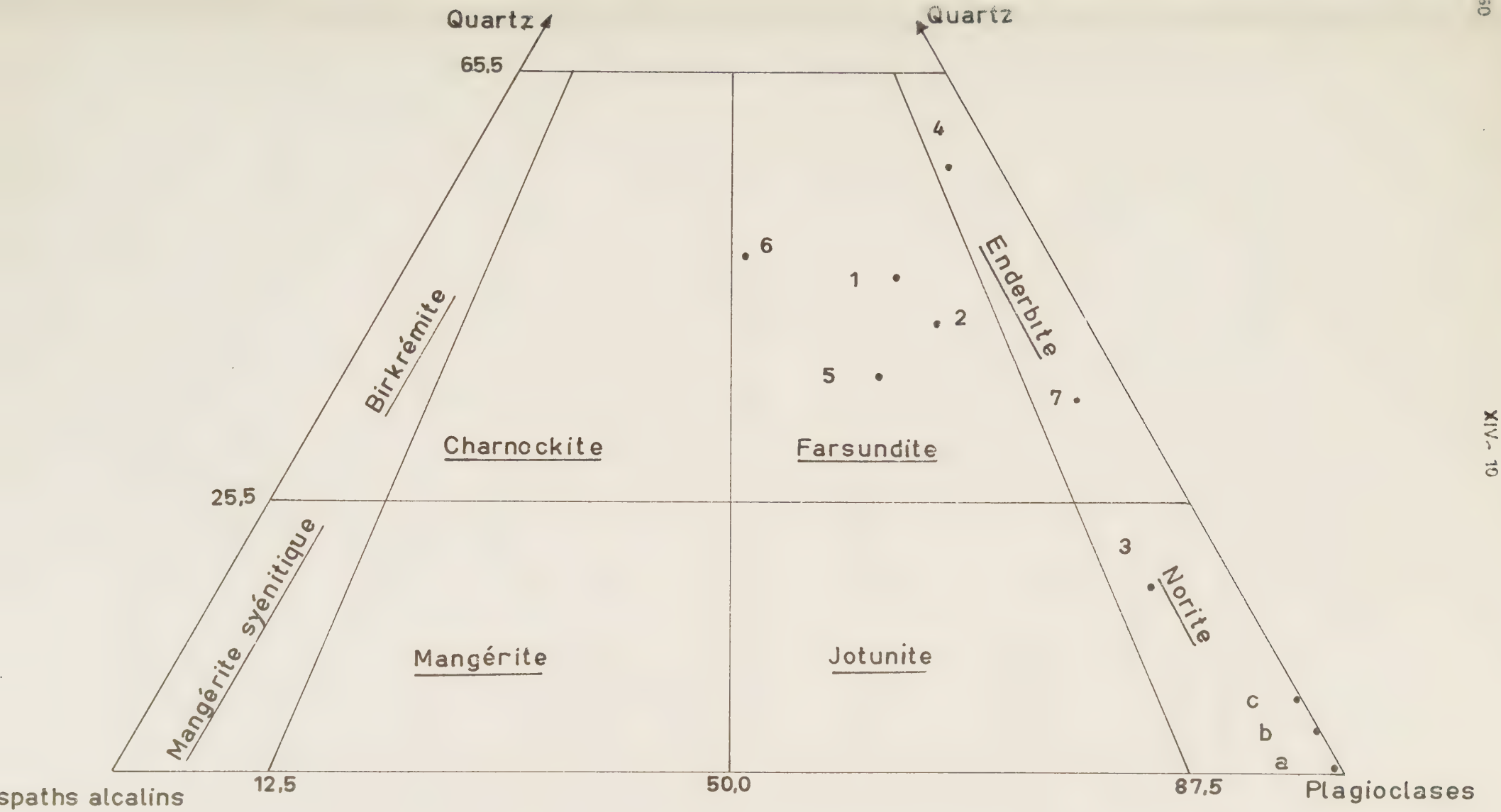
Les deux analyses modales que j'ai effectuées (1-2) sont assez comparables, mais ILDEFONSE a montré que, dans l'Escandorgue, les proportions minéralogiques sont extrêmement variables d'un échantillon à l'autre (voir 3 à 5 du tableau joint).

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
Grenat	4,7	3,9	38,1	24,8	12,7
Couronne réactionnelle	10,9	13,2			
Quartz	36,8	33,2	10,7	41,8	32,5
Plagioclase	31,7	35,8	45,1	28,6	37,4
Feldspath alcalin	10,6	9,7	4,2	2,9	16,9
Sillimanite	0,3	0,9	1,3	1,2	0,2
Rutile	2,6	1,3	0,6	0,4	0,2
Ilménite	2,4	2,0	-	0,3	0,1
Classification de Hödal	(1.)	(2.)	(3.)	(4.)	(5.)
Quartz	46,5	42,2	17,8	57,0	37,5
Plagioclase	40,1	45,5	75,2	39,0	43,1
Feldspath alcalin	13,4	12,3	7,0	4,0	19,4

Provenances des échantillons :

(1), (2) - La Vestide du Pal (Ardèche).

(3) à (5) - Pipe du Mas Caudou et champ de dykes du Pioch St Jean (Escandorgue, Hérault) (In ILDEFONSE, 1970, p.184).



Provenance des échantillons : a : volcan du Chambon (Ardèche) _ b-c : Mas Caudou (Escandorgue, Hérault)
1-2 : la Vestide du Pal (Ardèche) – 3 à 7 : Pipe du Mas Caudou et champ de dykes de Pioch St Jean (Escandorgue, Hérault)

MODE DES ENCLAVES DU FACIES CHARNOCKITE DANS LE DIAGRAMME DE HÖDAL

4. Chimisme

Je ne possède pas, pour le moment, d'analyse chimique globale. On peut toutefois penser que la composition est, comme l'ont montré DANTIER et al. (1967) pour une roche analogue du Cantal, celle d'une pélite argileuse.

L'analyse chimique du grenat, sous la microsonde électronique de l'E.N.S.M.P., confirme le caractère catazonal de ces granulites (MnO = 0,50 ; MgO = 11,60). Ces teneurs sont en accord avec celles obtenues par M. FONTEILLES (1970, p.54) pour des grenats de la zone de l'hyperstène (sans hornblende ni cummingtonite) dans l'Agly.

Poids des oxydes (tout le fer est exprimé sous la forme FeO)

SiO_2 : 38,50 ; Al_2O_3 : 21,70 ; FeO : 26,00 ; MnO : 0,50 ; MgO : 11,60 ; CaO : 1,60 ; TiO_2 : 0,10. Total : 99,00.

Formule structurale calculée pour la base de 24 oxygènes

$$(Si_{5,839}\ Al_{0,161})_{6,00} \quad ; \quad (Al_{3,711}\ Fe^{3+}_{0,278}\ Ti_{0,011})_{4,00}$$

$$(Fe^{2+}_{3,008}\ Mg_{2,629}\ Mn_{0,064}\ Ca_{0,260})_{5,971}$$

CONCLUSION

Les enclaves catazonales décrites dans cè chapitre appartiennent bien au faciès granulite ou, suivant la proposition de E. RAGUIN (1970, p.187), au "faciès charnockite", appellation

qui a le mérite de lever l'ambiguité du terme granulite (1). Ces roches sont inconnues à l'affleurement dans la région étudiée. Leur présence, en enclaves, complète la connaissance du socle métamorphique des Cévennes médianes étudié par WEISBROD (Thèse Nancy, 1970).

-:-

---

(1) Le type du "faciès granulite" a été pris dans les granulites de Saxe, il correspond au faciès des "leptynites" des pétrographes français (in RAGUIN, 1970, p.187).
Le terme granulite désigne des gneiss grenus pour les pétrographes anglais, indépendamment du faciès métamorphique.
Les granulites désignent parfois, en France, des leucogranites ou même des granites à deux micas.

XV.1

CHAPITRE XV

-:-

RELATIONS ENTRE XENOCRISTAUX ET MAGMA BASALTIQUE

-:-

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, j'examinerai plus particulièrement les réactions propres aux minéraux des péridotites. Le comportement des pyroxènes, appartenant aux enclaves noritiques, sera également envisagé.

I. DONNEES QUALITATIVES

Les minéraux des péridotites ne sont pas stables dans les conditions de cristallisation aériennes et sub-aériennes du magma basaltique alcalin. Aux altérations qui sont la marque de la métastabilité s'ajoutent des remplacements par d'autres minéraux (VILMINOT, 1962 p.46 ; BERGER, 1964, p.75 ; MERCIER, 1972, p.73-83). Les principaux phénomènes observés sont consignés dans le tableau joint où les pyroxènes des norites sont également pris en considération.

Minéraux des péridotites (in BROUSSE, 1967)

	Olivine	Bronzite	Diopside	Spinelle
Dans le nodule		fusion partielle	fusion	
En xénocristaux	Hématitisation, iddingsitisation	glomérules pyroxénopéridotiques, couronne d'olivine, couronne d'augite	couronne d'augite	Titanomagnétite

Minéraux des norites

	Hyperstène	Salites	
En xénocristaux	couronne d'hortonolite, couronne de salite	couronne de salite	

II. RELATIONS CRISTALLOGRAPHIQUES ENTRE MINERAUX COAXIAUX

Les données examinées concernent plus particulièrement les relations entre ortho et clinopyroxènes (HESS, 1960 ; VILMINOT, 1962; RODGERS, 1969 ; MERCIER, 1972). Trois cas de figures sont à envisager.

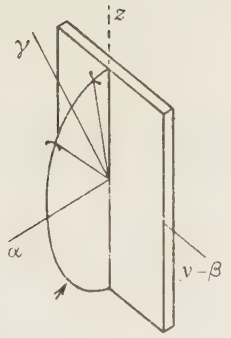
XV.3

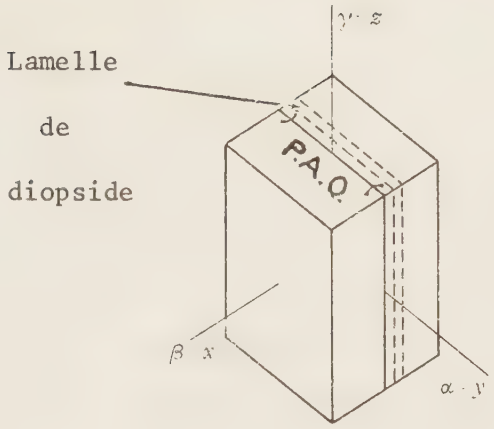
1°) Lamelles d'exsolution de diopside dans la bronzite

SCHOLTZ (1936, p.81) ; HESS (1960, mém. 80 et ROCK FORMING, t.2, p.32) ; VILMINOT (1962, p.33, planche V) ; (RODGERS et al., 1969) ont étudié l'orientation des lamelles de diopside par rapport à la bronzite-hôte. On peut penser, à la suite de RODGERS, qu'il y a d'une part des lamelles d'exsolution vraie et d'autre part des lamelles de recristallisation in situ (voir figure). Pour MERCIER (1972, p.82) "la plupart des lamelles d'exsolution... disposées suivant le plan (100) montrent une continuité cristallographique parfaite, avec une seule position d'équilibre du diopside par rapport à l'orthopyroxène". Ces lamelles représenteraient des plans de tension sans qu'il y ait exsolution vraie. D'autres lamelles, très rares, présentent une discontinuité cristallographique et seraient de véritables lamelles d'exsolution (RODGERS et BROTHERS , 1969).

2°) Les pseudo-symplectites

Des plages de diopside cristallisent parfois au sein de bronzites reliques. On observe que les clivages (110) et (100) sont communs. MERCIER (1972, p.73-74) a montré que dans ce cas le diopside conserve l'habitus de l'enstatite et ne présente qu'une seule position d'équilibre cristallographique par rapport à l'enstatite (voir figure). Pour MERCIER, il s'agirait d'une recristallisation dans la péridotite, dans des conditions non hydrostatiques.

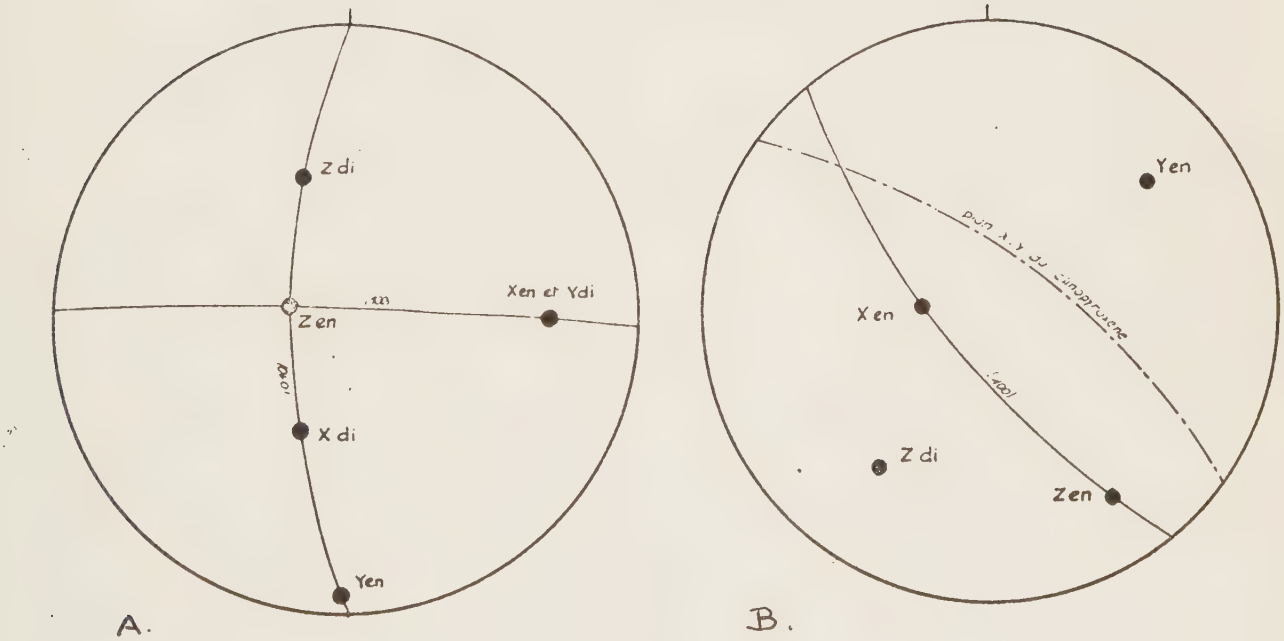




Plan des axes optiques

lamelle de diopside : détail Bronzite

Positions relatives des éléments cristallographiques de la bronzite et des lamelles de diopside (d'après Hess, 1960).



Positions relatives des éléments cristallographiques de la Bronzite et du diopside en lamelles "d'exsolution" l'un dans l'autre ; (d'après Rodgers, 1969).

A = lamelles (100) communes de recristallisation "in situ"

B = lamelles (100) d'exsolution véritable, rares.

3°) Ortho et clinopyroxènes coaxiaux

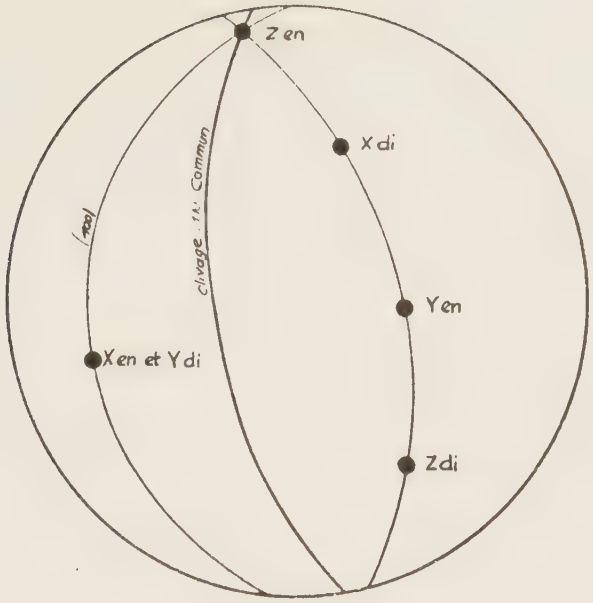
Une augite violacée cristallise parfois à la périphérie de la bronzite dont elle est le plus souvent séparée par une mince couronne d'olivine granulaire (voir planche photo). Selon MERCIER (1972, p.79-80) l'augite "possède les mêmes macles polysynthétiques ayant un plan d'association (100) parallèle au plan (100) de la bronzite. Il existe deux positions de "recristallisation" symétriques (voir figure).

- Les clivages (100) et (110) sont conservés ;

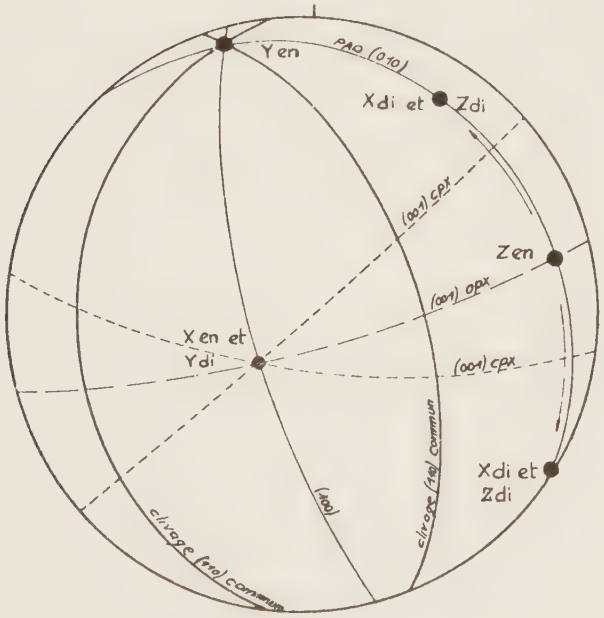
- Les indices X et Y permutent permettant la confusion de Y diopside, axe de symétrie, avec (010) ;

- L'indice Z subit une rotation d'environ 45° dans le nouveau plan des axes optiques (010).

Cette "recristallisation" s'effectuerait dans des conditions de contraintes hydrostatiques au sein de la lave (MERCIER, 1972, p.81).

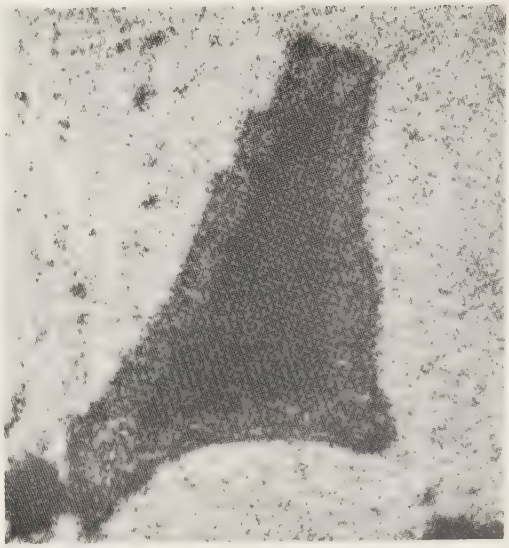


Positions cristallographiques relatives d'une bronzite et de ses plages recristallisées en diopside



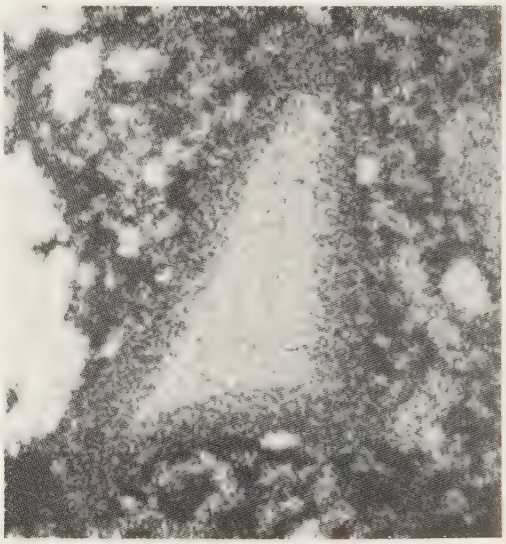
Positions relatives des éléments cristallographiques d'une bronzite et des cristaux néoformes d'augite.

1



2

3



4

5

6

RÉACTIONS ENTRE SPINELLE ET BASALTE

(photographies microsonde C.A.M.E.C.A de l' E. N. S. M. P)

1- IMAGE X (Z moyen)

2- ENTRÉE DE SILICIUM.

3- DÉPART D'ALUMINIUM

4- DÉPART DE MAGNÉSIUM

5- ENTRÉE DE FER

6- ENTRÉE DE TITANE

III. DONNEES CHIMIQUES

Il s'agit de données préliminaires concernant une étude que j'ai effectuée sous la microsonde électronique C.A.M.E.C.A. de l'E.N.S.M.P., en collaboration avec Mademoiselle C. FORETTE.

1°) Les spinelles

J'ai indiqué (chap.XII) que les spinelles des nodules de péridotites sont le plus souvent des picotites magnésiennes, rarement des chromopicotites magnésiennes, exceptionnellement des magnésioferrichromopicotites. Ils sont, d'une façon générale, riches en alumine (Al_2O_3 = 40 à 58 %) et magnésium (MgO = 19 à 22 %).

Lorsqu'ils sont isolés dans le basalte, ces spinelles sont gainés d'un liseré opaque (voir planche photo). Parfois ils deviennent totalement opaques et, seule leur dimension ou leur xénomorphie permet alors de les distinguer des titanomagnétites. Observés en lumière réfléchie ces spinelles apparaissent zonés.

L'étude qualitative, sous la microsonde électronique, indique un enrichissement à la périphérie en Ti, Fe et accessoirement Si. A l'inverse, on observe une perte en Al, Mg et Fe (voir planche, photos 2 à 6). Les mesures quantitatives partielles précisent ces indications.

XV.10

Echantillon JUV. 85-08

	coeur du spinelle	zone intermédiaire	zone externe
Al_2O_3	52,50	31,60	8,02
Fe_2O_3	10,75	29,90	52,33
MgO	20,20	8,54	3,98
TiO_2	0,12	2,50	11,51
SiO_2	0,50	2,35	5,57

2°) Les couronnes d'olivines

L'existence d'une couronne d'olivines granulaires armurant les xénocristaux de bronzite a déjà été signalée en France par VILMINOT (1962, p.46) et BERGER (1964, p.75). L'olivine des nodules de péridotites (Fo = 90) est proche de celle des basaltes (Fo = 80). J'ai donc plus particulièrement cherché à déterminer la composition des olivines situées à la périphérie des orthopyroxènes d'enclaves noritiques afin de connaître l'influence du xénocristal-hôte. Les résultats obtenus montrent que la composition chimique du xénolithe est déterminante (voir tableau joint). La couronne d'olivine correspond donc à un processus de recristallisation de l'orthopyroxène dans des conditions de faible pression en milieu basaltique alcalin.

XV.11

	Poids des oxydes		Formules structurales				
	(1)	(2)		(1a)		(2b)	
SiO_2	45,80	32,21	Si	1,84		0,93	
Al_2O_3	1,93	-	Al	0,09	2,00	-	1,00
Fe_2O_3	2,06	3,20	Fe^{3+}	0,07		0,07	
FeO	33,64	41,26	Fe^{2+}	1,10		0,99	
MnO	0,58	0,73	Mn	-		0,01	
					2,02		2,02
MgO	15,19	23,31	Mg	0,90		1,01	
CaO	0,75	0,36	Ca	0,02		0,01	
TOTAL	99,95	101,07					

(1) Hyperstène avec FeO et Fe_2O_3 calculés

(1a) - Formule structurale calculée sur la base de six oxygènes

100 Mg/Mg + Fe^{2+} + Mn = 43,47

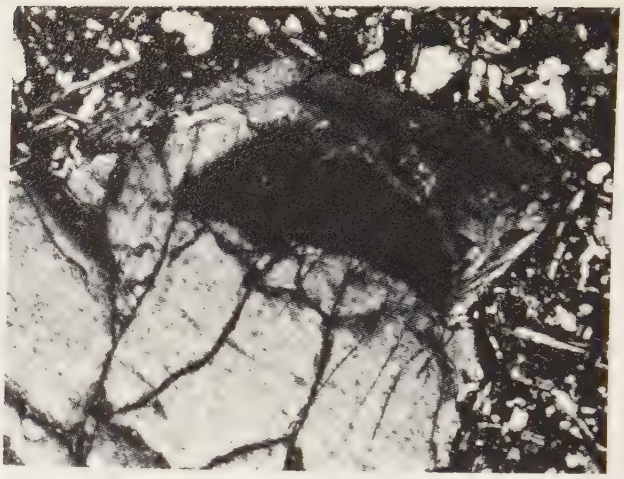
Mg = 43,06 ; Fe : 55,98 ; Ca = 0,96

(2) Hortonolite avec FeO et Fe_2O_3 calculés.

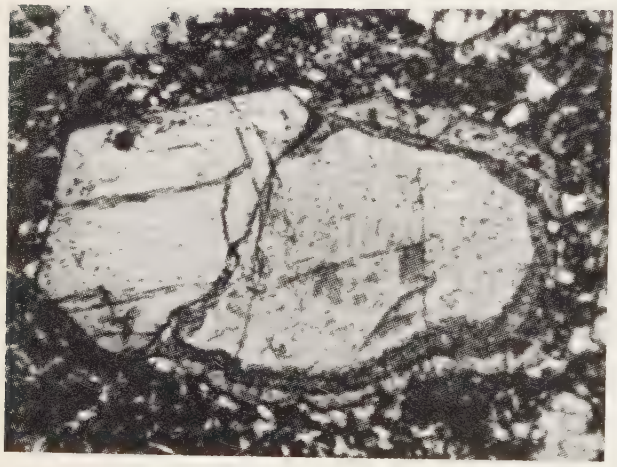
(2b), Formule structurale calculée sur la base de quatre oxygènes

100 Mg/Mg + Fe = 49,50.

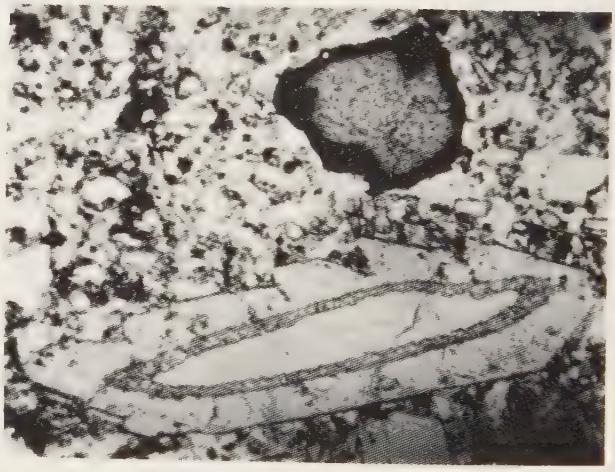
1



2

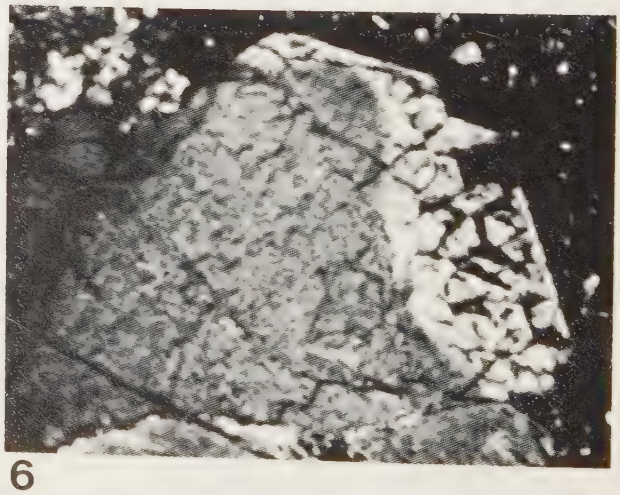


3



4

5



6

RÉACTIONS ENTRE XÉNOCRISTAUX ET BASALTE

1: NODULE DE PÉRIDOTITE (5 mm x 3 mm) DANS LE BASALTE DU RAY PIC.

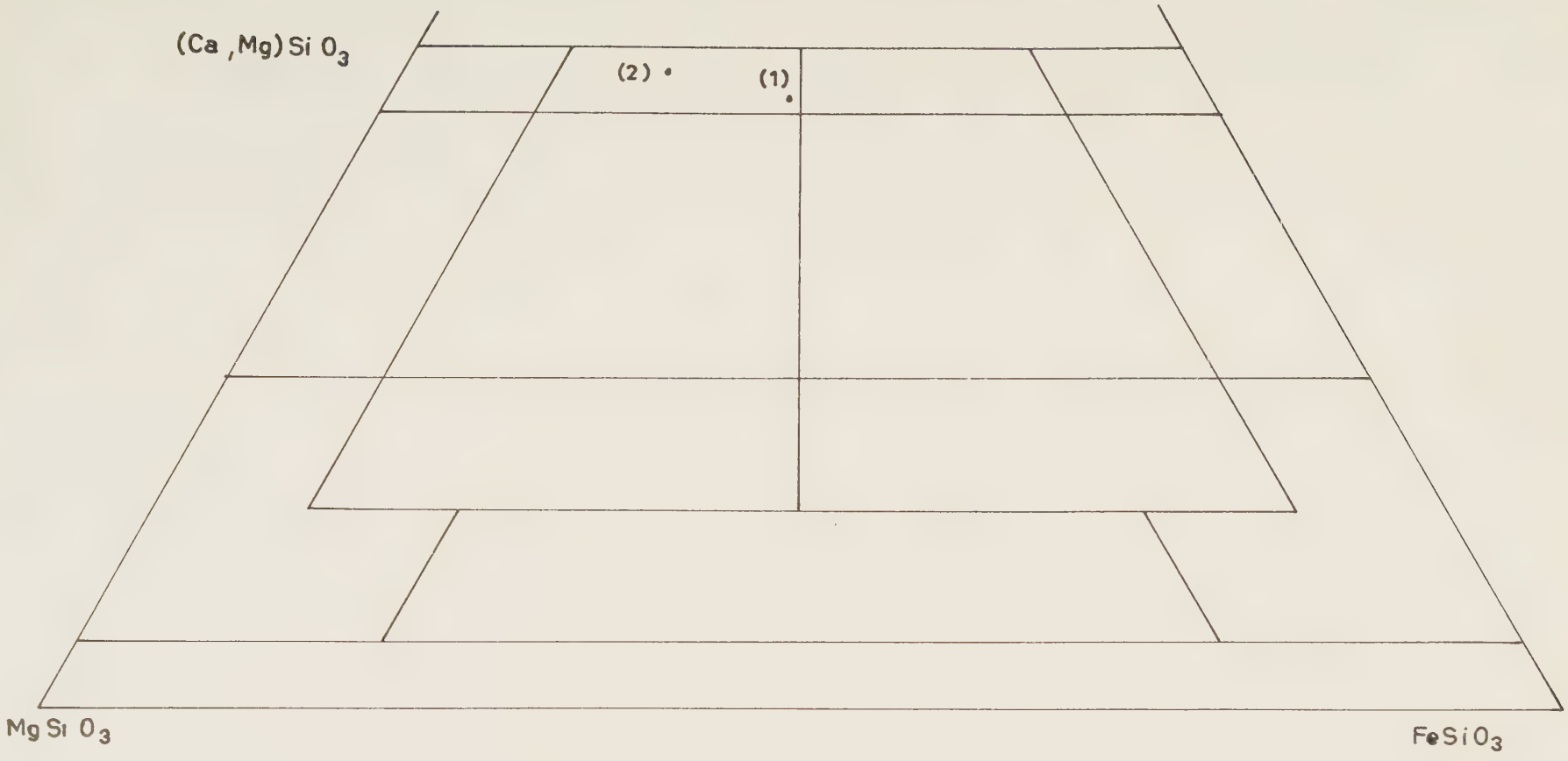
2: DÉTAIL DE LA PHOTO 1. ON OBSERVE LA SALITE AUTOMORPHE ET ZONÉE QUI SE DÉVELOPPE SUR LE DIOPSIDE.

3: SALITE COAXIALE SUR UN HYPERSTÈNE DE NORITE; UNE COURONNE D'HORTHONOLITE LES SÉPARE.

4: SALITE COAXIALE SUR UNE BRONZITE DE PÉRIDOTITE; UNE COURONNE DE FORSTERITE LES SÉPARE

5: MINERAUX D'UNE NORITE REAGISSANT AVEC LE BASALTE.

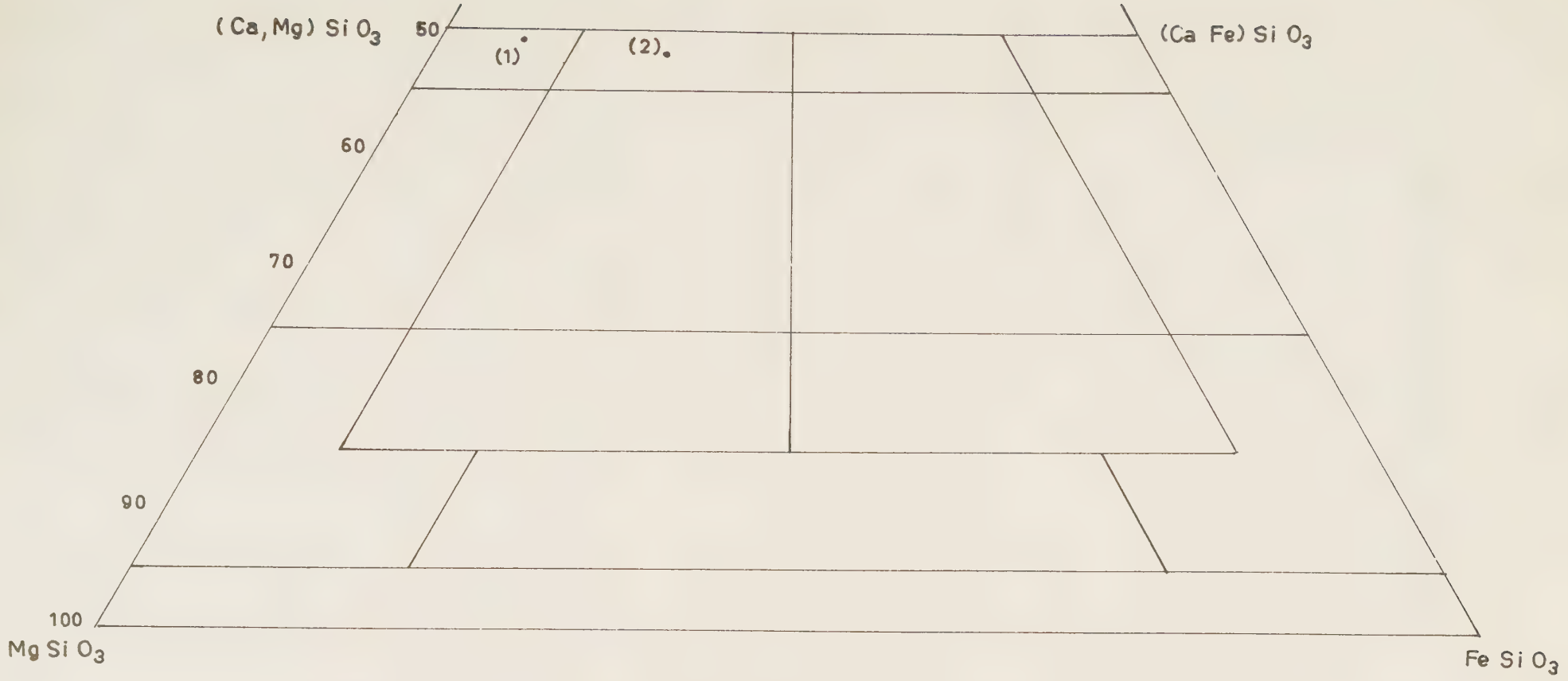
6: SALITE COAXIALE SUR UNE SALITE DE NORITE.



SALITE COAXIALE SUR UNE SALITE DE NORITE

(1) Salite de la norite

(2) Salite coaxiale



SALITE COAXIALE SUR UN DIOPSIDE CHROMIFERE DE PERIDOTITE

(1)_ Diopside chromifère

(2)- Salite zonée coaxiale

3°) Clinopyroxènes et orthopyroxènes coaxiaux

La couronne d'augites périphériques entoure une première gaine d'hortonolite. Les individus sont zonés mais ne présentent pas de structure en sablier. La lame mince étudiée est la même que précédemment (échantillon VES. 23) et le pyroxène-support est de l'hyperstène. Le pyroxène néoformé est une salite (voir tableau joint et planche photo).

4°) Clinopyroxènes coaxiaux

a. Cas d'une enclave de péridotite

Le minéral étudié est coaxial sur un xénolite de diopside (échantillon BU.68, voir photo). Les résultats obtenus sont indiqués dans le tableau joint : le pyroxène néoformé est une salite. Notons son idiomorphie (voir photo) qui met en évidence un phénomène de croissance cristalline sur le diopside hôte.

b. Cas d'une norite

Le minéral étudié (échantillon VES. 23) est coaxial sur une salite de norite (voir planche photo). Les résultats obtenus sont indiqués dans le tableau joint. On voit que le pyroxène néoformé est une salite.

XV.15

Composition chimique des pyroxènes coaxiaux étudiés sous la microsonde électronique C.A.M.E.C.A. de l'E.N.S.M.P.

	(1a)	(1b)	(2a)	(2b)	(3a)	(3b)
SiO_2	45,80	43,37	52,13	48,51	46,88	46,19
Al_2O_3	1,93	9,01	2,61	3,36	2,02	3,19
Fe_2O_3	2,06				1,80	
FeO	33,64	9,12	3,91	10,29	15,03	10,99
MnO	0,58	-	0,10	-	0,29	-
MgO	15,19	11,47	15,23	11,80	10,00	11,89
CaO	0,75	21,09	23,76	22,62	22,99	23,51
Na_2O	p.d.	0,62	1,18	0,73	0,79	0,69
K_2O	p.d.	p.d.	p.d.	p.d.	p.d.	p.d.
P_2O_5	tr.	-	p.d.	p.d.	p.d.	p.d.
TiO_2	tr.	4,01	0,28	2,22	0,36	3,08
Cr_2O_3	p.d.	p.d.	0,49	p.d.	p.d.	p.d.
TOTAL	99,95	98,78	99,69	99,53	100,16	99,54

(1a) - Hyperstène ; échantillon VES. 23 : norite,

(1b) - Salite coaxiale sur l'hyperstène.

(2a) - Diopside ; échantillon BU.68 : nodule de péridotite.

(2b) - Salite idiomorphe coaxiale sur le diopside.

(3a) - Salite ; échantillon VES.23 : norite

(3b) - Salite coaxiale sur la salite.

Formules structurales des pyroxènes, calculées sur la base de 6 oxygènes

	(1a)		(1b)		(2a)		(2b)		(3a)		(3b)	
Si	1,84		1,66		1,923		1,848		1,84		1,782	
Al	0,09	2,00	0,34	2,00	0,077	2,000	0,150	2,000	0,09	2,00	0,144	2,000
Al	-		0,06		0,036	(Ti)	0,002		-		(Ti) 0,074	
Ti	-		0,11		-	(Ti)	0,061		0,01		(Ti) 0,015	
Cr	-		-		0,014		-		-		-	
Fe^{3+}	0,07		0,29	1,99	0,120	2,045	0,326		0,06		0,353	
Fe^{2+}	1,10								0,48			
Mn	-	2,02	-		0,003		-	2,037		2,05		2,083
Mg	0,90		0,66		0,842		0,674		0,57		0,688	
Ca	0,02		0,87		0,939		0,923		0,95		0,972	
Na	-		-		0,084		0,053		0,05		0,055	
Fe %			16,03		6,31		16,95		26,21		17,54	
Ca %			47,66		49,40		48,00		46,12		48,28	
Mg %			36,31		44,29		35,05		27,67		34,18	

(1a) - Hyperstène ; échantillon VES. 23 : norite.
(1b) - Salite coaxiale sur l'hyperstène.
(2a) - Diopside ; échantillon BU.68 : nodule de péridotite.
(2b) - Salite idiomorphe coaxiale sur le diopside.
(3a) - Salite ; échantillon VES.23 : norite.
(3b) - Salite coaxiale sur la salite.

CONCLUSION

Cette étude préliminaire a permis de préciser le chimisme des minéraux néoformés à partir de xénolithes. L'influence du minéral hôte est le plus souvent prédominante (cas des olivines néoformées sur un cristal d'orthopyroxène) mais le chimisme du basalte ambiant intervient également (cas des spinelles). Dans le cas des clinopyroxènes coaxiaux sur un pyroxène-hôte les deux facteurs semblent intervenir, la prédominance allant au xénolithe (voir tableau).

CH.XVI - PETROGENESE

I - NATURE ET ORIGINE DES LAVES

1. Nature

Les laves étudiées, à l'exception de celles de la coulée initiale de la GRAVENNE DE MONTPEZAT, sont toutes des BASANITOIDES au sens de LACROIX (1933). Leur étude suggère quelques remarques.

a. La richesse en alcalins (voir diagramme) n'apparaît pas dans la composition minéralogique et, en effet, je n'ai pas trouvé de feldspathoïdes qui traduiraient à la fois la faible teneur en silice et la richesse relative en alcalins. Ces derniers sont probablement restés dans la phase vitreuse parfois abondante.

b. La teneur en néphéline virtuelle est fréquemment supérieure à 10 % (voir tableau). Lorsqu'elle est plus faible, les olivines sont quasi systématiquement oxydées, ce qui se traduit par une plus grande teneur en fer ferrique dans l'analyse globale. Or, l'oxydation du fer dans les laves tend à modifier la norme et à faire disparaître la néphéline virtuelle au profit de l'hyperstène, voire même de la silice (D. VELDE, 1967 p. 1141).

2. Origine des laves

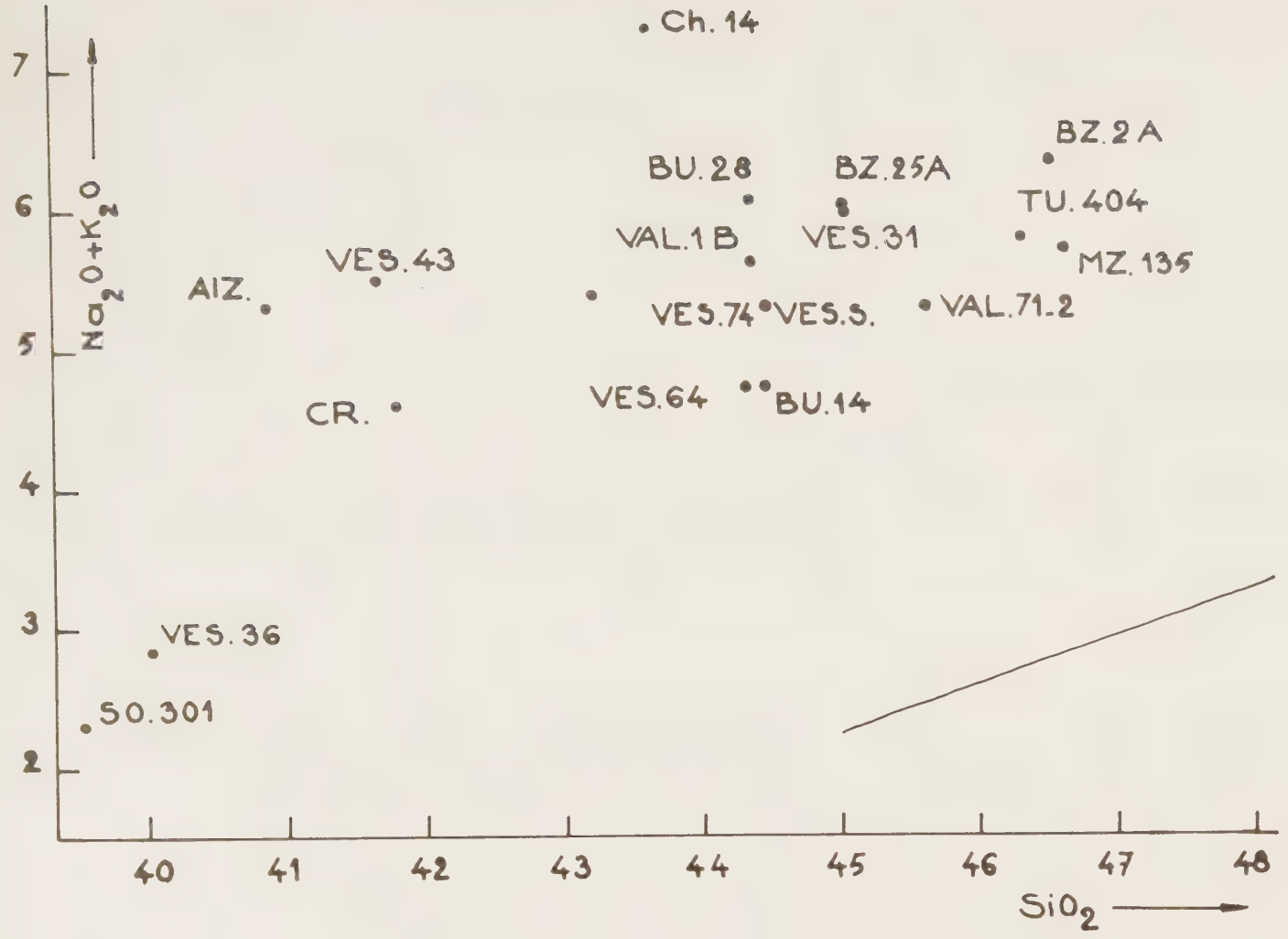
FERMOR (1913) a suggéré l'existence d'une couche éclogitique, à la base de l'écorce, dont la fusion conduirait à la formation de liquides basaltiques ; c'est là également l'opinion de KENNEDY (1959).

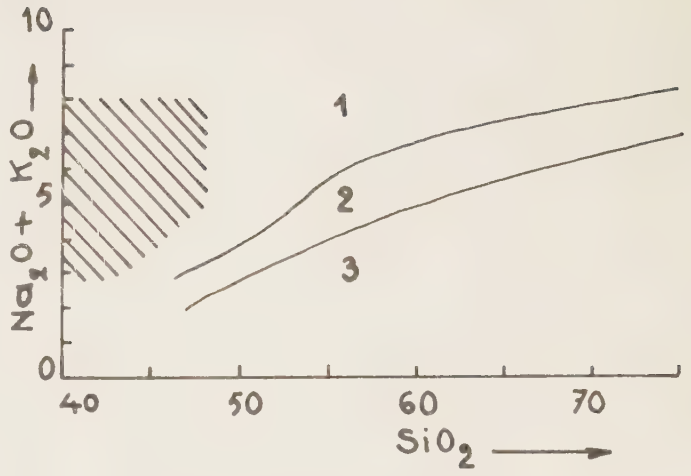
BOWEN, le premier (1928), a proposé pour les basaltes une origine provenant de la fusion partielle de roches péridotiques.

YODER et TILLEY (1962), s'appuyant sur des données expérimentales, ont montré que les éclogites fondent dans un très court intervalle de température et qu'elles doivent donc être elles-mêmes le produit d'une fusion partielle qui, selon eux, est celle d'une péridotite à grenat. Dans cette hypothèse, basaltes et éclogites peuvent être le produit d'une cristallisation d'un même liquide respectivement dans le champ des cornéennes à pyroxène et de l'éclogite faciès.

Depuis les travaux de KUNO (1960), on admet que la composition du liquide issu de la fusion partielle varie avec la profondeur de l'anatexie. A la même époque (1959, 1960) SUGIMURA a montré que le paramètre $\theta = SiO_2 - 47 \frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ était fonction de la profondeur du plan sismique pour ce qui concerne la MANDCHOURIE et le JAPON. Ce paramètre, confirmé depuis pour d'autres régions (INDONESIE, KOURILES et KAMCHATKA etc...), a une valeur comprise entre 44 pour les laves du front tholéiitiques et 20 pour les laves les plus alcalines (voir tableau).

Cette vision schématique des choses, si nous extrapolons les conditions thermodynamiques, conduit à penser que la fusion partielle des péridotites, ayant donné naissance aux BASANITOÏDES PRIMAIRES de l'Ardèche, s'est effectuée à plus de trois cents kilomètres de profondeur. Il est à remarquer qu'une correction serait néanmoins nécessaire car les gradiants géothermiques sont sensiblement différents.





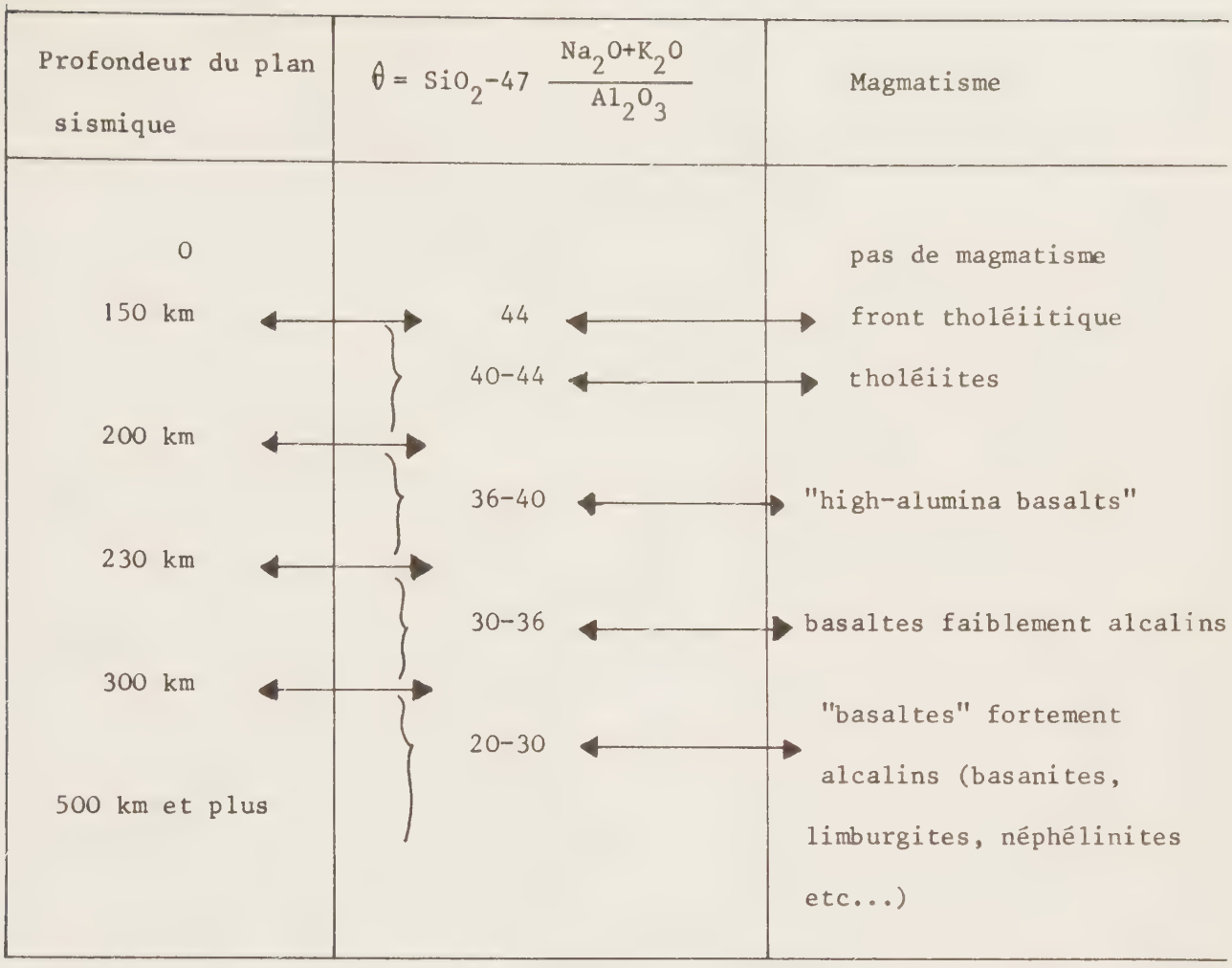
1. Basaltes alcalins

2. Basaltes riches en Al.

3. Basaltes tholéiitiques

Basaltes récents de l'Ardèche.

BASALTES RECENTS DE L'ARDECHE



II - REACTIONS ENTRE LAVES ET XENOCRISTAUX

Les phénomènes observés et leur bilan ont été évoqués aux chapitres II, XII et surtout XV. Ils sont riches d'enseignements et conduisent à suggérer une possible contamination du magma par les xénocristaux particulièrement abondants ici. A titre d'exemple, la recristallisation de la bronzite en olivine entraine une libération de silice susceptible d'influencer le cours de la différenciation.

$$6MgSiO_3 \longrightarrow 3Mg_2SiO_4 + 3SiO_2$$

BIBLIOGRAPHIE

ALBERT-VIOSSAT,D. et ALBERT, R. (1967).- Contribution à l'étude du volcanisme de la région de Bédarieux (Hérault)
D.E.S., 116 pages ; pétrographie, Orsay.

ALBERT-VIOSSAT, D. et ALBERT, R., BROUSSE,R. (1967).- Enclaves de péridotites à pyrope chromifère dans les pipes de la région de Bédarieux (Hérault).
C.R.Ac.Sc., t. 265, p. 657.

ALLEGRE, C., DOUSSAINT, L., MEHLER, P., PROUST, F. (1964).- Contribution à l'étude séismologique du volcanisme de l'Hérault et des Causses.
Bull. Soc. Geol. Fr., 7, VI, 113-116.

ANDERSON, Don L. (1964).- Recent evidence concerning the structure and composition of the Earth's mantle .
In Physics and Chemistry of the Earth, 6, Pergamon Press, New York and London, 1-129.

AOKI,K. (1963).- The kaersutites and oxykaersutites from alcalic rocks of Japan and surronding areas.
Journ. Petr., vol. 4, part. 2, p. 198-210.

AOKI, K. (1970).- Petrology of kaersutite-bearing ultramafic and mafic inclusions in Iki Island, Japan.
Contr. Miner. Petr., 25, p. 270-283.

AOKI, K., KUSHIRO, I. (1968).- Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel.
Contr. Miner. Petr., 18, 326-337.

ATLAS, L. (1952).- The polymorphism of $MgSiO_3$ and solid-state equilibria in the system $MgSiO_3$-$CaMgSiO_3$.
Journ. Geol., vol. 60, p. 125-147.

BABKINE, J. (1965).- Contribution à l'étude pétrographique et magnétique des basaltes de la région de Monistrol d'Allier (Haute-Loire).
Bull. Soc. Fr. Min. Crist., t. 87, p. 306-318.

BABKINE, J., CONQUERE, F., VILMINOT, J.C. & PHAN K.D. (1965).- Les spinelles des basaltes de Monistrol d'Allier (Chaine du Devès, Haute-Loire).
Bull. Soc. Fr. Min. Crist., t.88, p. 447-455.

BABKINE, J., CONQUERE, F. & VILMINOT, J.C. (1966).- Nodules de péridotites et cumulats d'olivine.
Bull. Soc. Fr. Min. Crist., t. 89, p. 262-268.

BABKINE, J., CONQUERE, F., VILMINOT, J.C. (1968).- Découverte d'une enclave d'ariégite à grenat dans l'absarokite du Pouget (Hérault).
C.R.Ac.Sc. Paris, 267, p. 1266-1269.

BABKINE, J., CONQUERE, F., VILMINOT, J.C. (1968).- Les caractères particuliers du volcanisme au Nord de Montpellier : l'absarokite du Pouget, la ferrisalite sodique de Grabels.
Bull. Soc. Fr. Min. Crist., 91, p. 141-150.

BARTH, T.F.W. (1951).- Sub-solidus diagram of pyroxens from crommon mafic magmas.
Norsk. Geol. Tids., 29, p. 218.

BARTH, T.F.W. (1963).- On the pyroxene molecules in the C.I.P.W. norme.
Geol. Mag. G.B., t. 100, nº 3, p. 280-282.

BARTHOLOME, P. (1962).- Iron-magnesium ratio in associated pyroxenes and olivine.
in Petrologic studies : Buddington Vol. Geol.Soc.Am., 1-20.

BERGER, E. (1964).- Le volcanisme des Causses Lozériens.
Dipl. Et. Sup., Pétrographie ORSAY, 74 p.

BERGER, E. (1966).- Intrusions basaltiques des Causses Méjean et de Sauveterre.
In Rev. du Gévaudan, nº 12, 1966 - 12 pages.

BERGER, E., BROUSSE, R., CAUSSE, C. (1968).- Les pipes et les diatrèmes des Causses septentrionaux.
Bull. Soc. Géol. Fr.,7e série, t. X, p. 588-600.

BERGER, E., BROUSSE, R., DELIBRIAS, G., MAURY, R.- Volcanisme récent de l'Ardèche en deux cycles, l'un à plus de 35.000 ans et l'autre à 11.770 ans.
C.R.Ac.Sc. à paraître.

BEST, M.G. (1970).- Kaersutite-péridotite inclusions and kindred megacrists in basanitic lavas, Grand Canyon, Arizona.
Contr. to Miner. and Petr., 27, p. 25-44 - 1970.

BEST, M.G., WILSHIRE H.G. (1971).- Ultramafic inclusions in basaltic rocks.
Geotimes, 4, 1971.

BONHOMMET, N., BERGER, E.- Mise en évidence de deux phases éruptives dans le volcanisme récent de l'Ardèche par l'étude de l'aimantation des laves.
C.R.Ac.Sc., à paraître.

BORDET, P. (1965).- Nomenclature volcanologique.
Bull. Volc., t. 28.

BOUE, A. (1830).- Découverte d'ossements de mammifères dans les alluvions sous basaltiques peu avant Neyrac, en avant de Thueyts.
Journ. Geol., t. 1, p. 210.

BOULE, M. (1911).- La Haute-Loire et le Haut-Vivarais.
Guide du touriste, du naturaliste et de l'archéologue,Paris, 366 p.

BOUT, P. (1953).- L'érosion des reliefs phonolitiques et basaltiques de la Haute-Loire depuis le dernier glaciaire.
Mélanges Ph. Arbos, Clermont-Ferrand.

BOUT, P. (1953).- Prismations et divisions polygonales.
Revue de Géomorphologie dynamique, n° 5.

BOWES, D.R., WRIGHT, A.E. and PARK R.C., (1961).- Field relations of rocks containing coexisting pyroxenes.
Geol. Mag., 98, 530-531.

BOYD, F.R. Jr. (1960).- Minerals of the mantle.
Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 59, 47-52.

BOYD, F.R. (1963).- Some effects of pressure on phase relationships in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$,
Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 62, 121-124.

BOYD, F.R., Jr (1963).- Effect of pressure on the melting of diopside, $CaMgSi_2O_3$, and albite, $NaAlSi_2O_3$ in the range up to 50 kb.
J. Geophys. Res. 68, 311-323.

BOYD, F.R. & ENGLAND, J.C. (1960).- Minerals of the Mantle.
Yearb. Carneg. Inst. Washington, vol. 59, p. 47-55.

BOYD, F.R. Jr. and SCHAIRER, J.F. (1964).- The system $MgSiO_2-CaMgSi_2O_3$.
J. Petrol., 5, 275-309.

BOZON, P. (1963).- Contribution à l'étude des formes volcaniques de l'Ardèche.
Rev. Geogr. Alp. (LI), 4, p. 591-674.

BRAGG, W.H. (1915).- The structure of the spinal group crystals.
Phil. Mag., 30, p. 305.

BROTHERS, R.N. (1959).- Flow orientation of olivine.
Am. J. Sc. 257, 574-584.

BROTHERS, R.N. (1960).- Olivine nodules from New Zealand.
Rept. XXI Intern. Geol. Congr. Copenhague, t.13, p. 68-81.

BROUSSE, R. (1961).- Recueil des analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France.
Bull. Serv. Carte Geol. Fr., t. 58, (263), 61 p.

BROUSSE, R. (1962).- Charnockites et granulites dans le socle du ud du Massif Central français.
C.R.Ac.Sc., t. 254, p. 328-330.

BROUSSE, R. & RUDEL, A. (1964).- Bombes de péridotites, de norites, de charnockites et de granulites dans les scories du Puy Beaunit.
C.R.Ac.Sc., t. 259, p. 185-188.

BROUSSE, R. & BERGER, E. (1965).- Olivines des nodules de péridotites.
Bull. Soc. Fr. Min. Crist., t. 88, p. 353.

BROUSSE, R., GUERIN, H., LEFEVRE, C. & VARET, J. (1965).- Nouvelle découverte de charnockites et de granulites à l'Ouest du Cantal, dans le substratum du Massif Central.
C.R.Ac.Sc., t. 260, p. 4229-4231.

BROUSSE R. (1968).- La place des ultrabasites en France.
Geol. Rundsch., Bd. 57, Ht. 2, p. 621-655.

BROWN, G.M. (1957).- Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland.
Mineral. Mag., 32, 511-543.

BROWN, G.M. & VINCENT, E.A. (1963).- Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland.
J. Petrol., 4, 175-197.

BROWN, G.M. (1964).- Recalculation of pyroxene analyses.
Amer. Min., vol. 49, p. 190-194.

BURAT, A. (1833).- Description des terrains volcaniques de la France centrale.
Paris, 343 p.

CARTER, J.L. (1965).- The origin of olivine bombs and related inclusions in basalts.
Ph.D. thesis, Rice University, Houston, Tex.

CARTER, N.L., AVE LALLEMANT, H.G., (1970).- Hight temperature flow of dunite and peridotite.
Geol. Soc. Am. Bull., 81, p. 2181-2202.

CAUSSE, C. (1965).- Les appareils éruptifs de la région de Millau.
Dipl. Et. Sup., Orsay, 86 p.

CHAILLIS, G.A. (1965).- The origin of New Zealand ultramafic intrusions.
Journ. Petrol., vol. 6, p. 322-364.

CHUDOBA, K. & FRECHEN, J. (1941).- Die frühmagmatische Bildung der Olivin-ausscheidungen vom Finkenberg (Siebengebirge) und Dreiser Weiher (Eifel).
Geol. Rdsch., vol. 32, p. 257-278.

CLARK, R.H. and FYFE, W.S. (1961).- Ultrabasic liquids.
Nature, 191, 158-159.

CLARK, S.P., Jr. and RINGWOOD, A.E. (1964).- Density distribution and constitution of the mantle.
Rev. Geophys., 2, p. 35-88.

COLLEE, A.L.G. (1962).- A fabric of lherzolites with special reference to ultrabasic nodular inclusions in the lavas of Auvergne (France).
Leidse Geol. Mededelingen, vol. 28, 102 p.

CONQUERE, F. (1971).- La lherzolite à amphibole du gisement de Caussou (Ariège, France).
Contr. Miner. Petr., 30, p. 296-313.

COOMBS, D.S. (1963).- Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagramm.
Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper, 1, p. 227-249.

DALMAS, J.B. (1853).- Coup d'oeil géologique et historique sur Aubenas, Vals, le Pont-de-Labeaume, Meyras, Neyrac, Thueyts, et Montpezat, suivi d'un mémoire sur la nature et l'âge des volcans du Vivarais.
Valence, 71 p.

DALMAS, J.B. (1856).- Origine de la chaleur et des principes minéralisateurs des eaux de Neyrac (Ardèche).
Bull. Soc. Géol. Fr., série 2, t. 14, p. 355-361.

DALMAS, J.B. (1872).- Itinéraire du géologue et du naturaliste dans l'Ardèche et une partie de la Haute-Loire.
Savy, Paris, 221 p.

DALMAS, J.B. (1873).- Les tremblements de terre de la Drôme et de l'Ardèche.
Bull. Soc. Sc. Nat. Hist. Ardèche, t. 7, p. 233.

DALMAS, J.B. (1901).- Notice géologique et minéralogique du département de l'Ardèche.
Privas, 39 p.

DALY, R.A. (1911).- Magmatic differentiation in Hawaii.
J. Geol., 19, p. 289-316.

DANA, E.S. (1944).- Dana's system of Mineralogy.
Wiley and Sons, New York, 7th Edition.

DANTIER, M. et BROUSSE, R. & RUDEL, A. (1967).- Extension du complexe de granulites et de charnockites à la verticale du Velay.
C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.

DAVIS, B.T.C. (1963).- The system enstatite-diopside at 30 kilobars pressure.
Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 62, p. 103-107.

DAVIS, B.T.C. (1964).- The system diopside-forsterite-pyrope at 40 kilobarr.
Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 63, p. 165-171.

DAVIS, B.T.C., and ENGLAND, J.L. (1964).- Melting of forsterite up to 50 kilobars.
J. Geophys. Res., 69, p. 1113-1116.

DAVIS, B.T.C., and BOYD, F.R. (1965).- The system $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ and its bearing on the origin of kimberlite.
J. Geophys. Res., 71, p. 3567-3576.

DEER, HOWIE und ZUSSMANN (1962).- Rock Forming Minerals.
5 vol. Longsmans, London.

DE JONG, W.F. (1959).- General Cristallography ; a brief compendium.
W.H. Freeman and Company. San Francisco.

DELEBECQUE, A. et RITTER, E. (1893).- Sur les lacs du Plateau Central de la France.
Revue du Vivarais.

DEN TEX, E. (1969).- Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history : a contribution to the discussion of the paper "the origin of ultramafic and ultrabasic rocks". by P.J. Wyllie.
Tectonophy., 7, p. 457-488.

DERRUAU, M. (1956).- Précis de géomorphologie.
Masson, 393 p.

DICKEY, J.S. Jr (1970).- Partial fusion products in alpine type peridotites : Serrania de la Ronda.
Miner. Soc. of Amer., spec. pub., 3.

DURAND, U. (1910).- Les volcans du Vivarais. Chronologie.
Vals, 12 p.

ERNST, TH. (1935).- Olivinknollen der Basalte als Bruchstucle alter Olivinfelse.
Gesell. Wiss. Göttingen, Bd. 1, p. 147-154.

ERNST, Th. (1936).- Der Melilith-Basalt des Westberges bei Hofgeismar, nördlich von Kassel, ein Assimilationsprodukt ultrabasischer Gesteine.
Chem. d. Erde, vol. 10, p. 631-636.

ERNST, Th. (1948).- Die Olivinfels-Einschlüsse der Basalte.
Geol. Rdsch, vol. 36, p. 39.

FABRE, M. (1887).- Origine des cirques volcaniques. Description du groupe des volcans de Bauzon (Ardèche).
Bull. Soc. Geol. Fr., sér. 3, t. 15, p. 346-353.

FAUJAS DE SAINT-FOND, (1778).- Recherches sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay.
Grenoble, 460 p.

FAUJAS DE SAINT-FOND, (1809).- Essai de géologie ou mémoire pour servir à l'Histoire Naturelle du Globe, t.2, p. 401-721.

FAWCETT, J.J. (1965).- Altération products of olivine and pyroxene in basalt lavas from the Isle of Mull.
Min. Mag., 35, p. 55-71.

FONTEILLES, M. (1967).- Appréciation de l'intérêt métallogénique du volcanisme de Madagascar à partir de ses caractères pétrologiques.
Bull. B.R.G.M., nº 1, p. 121-144.

FONTEILLES, M. (1968).- Contribution à l'analyse du processus de spilitisation.
Bull. B.R.G.M., deuxième série, nº 3, 54 pages.

FONTEILLES, M. (1970).- Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées-Orientales).
Bull. B.R.G.M., deuxième série, IV, 3.

FORBES, J.D. (1850).- Mémoire sur la géologie volcanique du Vivarais. Extrait traduit de l'anglais par J.M. Bertrand de Doue.
Annales de la Société d'Agriculture, Sciences, Arts et Com-

merce du Puy, t. XV .

FORBES, J.D. (1853).- On the volcanic geology of the Vivarais (Ardèche).
Transactions of Edinburg Geol. Soc., vol. 15, p. 1-38.

FORBES, R.B. (1963).- Ultrabasic inclusions from the basalts of the Hut Point area, Ross Island, Antarctica.
Bull. Volcanol., 26, p. 13-21.

FORBES, R.B. (1965).- The comparative chemical composition of eclogite and basalt.
J. Geophys. Res., 70, p. 1515-1521.

FORBES, R.B. & KUNO, M. (1965).- Regional petrology of peridotite inclusion and basaltic host rocks.
Intern. Geol. Cong., 22e, New-Dehli, 19 p.

FORBES, R.B. & BANNO, Sh. (1966).- Nickel-iron content of peridotite inclusion and cognate olivine from an alkali-olivine basalt.
Amer. Mineral., vol. 51, p. 130-140.

FOSTER, W.R. (1955).- Simple method for the determination of the plagioclase feldspars.
Amer. Miner., t. 40, p. 178-185.

FOSTER, M.L., FORBES, R.B. & RAGAN, D.M. (1966).- Granulite and peridotite inclusions from Prindle volcano, Yukon-Tanana Upland, Alaska.
Geol. Survey, Res. Prof. Paper, 550-B, p. 115-119.

FRANCUS, Dr.(1878).- Voyage aux pays volcaniques.
Privas, 390 p.

FRANZ, G.W. and WILLIE, P.J. (1966).- Melting relationships in the system CaO-MgO-SiO_2-H_2O at 1 kilobar pressure.
Geoch. Cosmoch. Acta, 30, p. 9-22.

FRECHEN, J. (1948).- Die Genese der Olivinausscheidungen com Dreiser Weiher (Eifel) und Finkenberg (Siebengebirge).

N. Jh. Mineral Abh., vol. 79-A, p. 317-406.

FRECHEN, J. (1963).- Kristallisation und Forderfolge der Maffite vom Dreiser Weiher in der Eifel.
New Jahb. Mineral Monatsk, p. 205-210.

FULLER, R.E. (1939).- Gravitational accumulation of olivine during the advance of basaltic flow.
J. Geol., 47, p. 303-313.

GACHON, L. (1945).- L'évolution morphologique des coulées volcaniques en Auvergne.
Annales de Géographie, p. 254-273.

GAST, P.W. (1960).- Limitations on the composition of the upper mantle.
J. Geophys. Res., 65, p. 1287-1297.

GAY, P. et LEMAITRE, R.W. (1961).- Some Observations on "iddingsite".
Amer. Mineral, 46, p. 92-111.

GILBERT, M.C. (1969).- Reconnaissance study of the stability of amphiboles at high pressure.
Carn. Inst. of Wash. Year Book, 67, p. 167-170.

GIRAUD-SOULAVIE (1780).- Histoire naturelle de la France méridionale, t. II et VI, Nimes.

GIRAUD-SOULAVIE, (1781).- Chronologie physique des éruptions des volcans éteints de la France méridionale.

GIROD, M. (1967).- Données pétrographiques sur les pyroxenolites à grenat en enclaves dans les basaltes du Hoggar.
Bull. Soc. Franc. Miner. Crist., 90, p. 202-213.

GIROD, M. (1971).- Le massif volcanique de l'Atakor.
Ed. C.N.R.S., 158 pages.

GONI, J. (1966).- Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et

les roches granitiques.
Mémoire B.R.G.M., nº 45.

GORSHKOV, G.S. (1965).- On the relations of volcanism and the upper mantle.
Bull. Volc., p. 159-167.

GREEN, D.H. (1965).- Alumina content of enstatite in a Venezuelan high temperature peridotite.
Bull. Geol. Soc. Am., 74, p. 1397-1402.

GREEN, D.H. and RINGWOOD, A.E. (1963).- Mineral assemblages in a model mantle composition.
J. Geophys. Res., 68, p. 937-945.

GREEN, D.M. (1964).- The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard Area, Cornwall.
Journ. Petrol., vol. 5, p. 134-188.

GREEN, D.H. (1964).- Fractionation of basalt magmas at high pressures.
Nature, 201, p. 1276-1279.

GREEN, D.H. (1966).- An experimental study of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications.
Geochim. Cosmochim. Acta, 31.

GREEN, J. and A. POLDERVAART (1965).- Some basaltic provinces.
Geochim. Cosmochim. Acta, 7, p. 177-188.

GUETTARD, J.E. (1779).- Mémoires sur la minéralogie du Dauphiné, t.1, Paris, p. 128-154.

HAMAD, S. El D., (1963).- The chemistry and mineralogy of the olivine nodules of Calton Hill, Derbyshire.
Mineral. Mag., 33, p. 483-497.

HARRIS, P.G. (1962).- Increase of temperature in ascending basalt magma.
Amer. J. Sci., 260, p. 783-786.

HARRIS, P.G. (1966).- The importance of minerals other than olivine in the upper mantle.
Trans. Am. Geophys. Union, 47, p. 176 (Abstr. Reprint of complete paper distributed at the 47th Annual Meeting of Am. Geophys. Union).

HARRIS, P.G. and ROWELL, J.A. (1960).- Some Geochemical Aspects of the Mohorovicic Discontinuity.
J. Geophys. Res., 65, p. 2443-2459.

HARTMAN P., DEN TEX E. (1964).- Piezocristalline fabrics of olivine in theory and nature.
Publ. Dept. Petr. Miner. Cryst. University of Leyden, 2nd Ser., 39, 1-33.

HESS, H.H. (1938).- A primary peridotite magma.
Am. J. Sci., 5th ser., 35, p. 321-344.

HESS, H.H. (1939).- Extreme fractional cristallization of a basaltic magma, the Stillwater igneous complex.
Trans. Am. Geophys. Union, 20, p. 430-432 (Abstr.)

HESS, H.H. (1941).- Pyroxenes of common mafic magmas.
Am. Mineral., 26, p. 515-535, p. 573-594.

HESS, H.H. (1949).- Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes.
Am. Mineral., 24, p. 621-666.

HESS, H.H. (1952).- Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitutions and changes in unit cell dimensions.
Am. J. Sci. Bowen vol., p. 173-187.

HESS, H.H. (1960).- The Stillwater igneous complex.
Geol. Soc. Amer., Mem. 80.

HESS, H.H. & PHILIPS, A.H. (1938).- Orthopyroxenes of the Bushveld type.
Amer. Min., vol. 23, p. 450-456.

HOLMES, A. (1965).- Principles of Physical Geology.
2nd edition, London.

HOLYK, W. and AHRENS, L.H. (1953).- Potassium in ultramafic rocks.
Geochim. Gosmochim. Acta, 4, p. 241-250.

HUCKENHOLTZ, M.G. (1965).- Der Petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheitel.
Beitr. z. Mineral. Petr., vol. 11, p. 138-195 et p. 415-448.

HUCKENHOLTZ, M.G. (1966).- Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxen in den tertiaren Vulkaniten der Hocheifel.
Beitr. z. Mineral. Petr., vol. 12, p. 73-95.

JACKSON, D. (1960).- X-Ray determinative curve for natural olivine of composition Fo80-90.
Geol. Surv. Bull., p. 432-433.

JACKSON, ED. (1961).- Primary textures and mineral associations in the Ultra-mafic zone of the Stillwater complex, Montana.
Prof. Pap. U.S. Geol. Surv., 358, 106 p.

JACKSON, E.D. (1968).- The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaïan Islands.
Intern. Geol. Congr., 23 rd, Prague, I, p. 135-150.

JACKSON, E.D., WRIGHT, T.L. (1970).- Xenoliths in the Honolulu volcanic series Hawaï.
J. Petr., II, p. 405-430.

JACKSON, E.D., SILVER E.A., DALRYMPLE, G.B. (1972).- Hawaïan-Emperor chain and its relation to cenozoïc circumpacifi tectonics.
Geol. Soc. Am. Bull., 83, p. 601-618.

JOHANNSEN, A., (1938).- A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks : the Feldspathoid Rocks, and the Peridotites and Perknites, vol. IV., The University of Chicago Press, 523 p.

JUNG, J. & BROUSSE, R. (1958).- Précisions nouvelles sur la constitution et sur l'origine des associations volcaniques.
Bull. Soc. Fr. Minér. Crist., t. 81, p. 133.

JUNG, J. & BROUSSE, R. (1959).- Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur de points.
Masson & Cº, Paris, 122 p.

KEIL, K. and FREDRIKSSON, K. (1964).- The iron, magnesium and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites.
J. Geophys. Res., 69, p. 3487-3515.

KEITH, M.L. (1954).- Phase equilibria in the system $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$
J. Am. Ceram. Soc., 37, p. 490-496.

KESSON, S.E., et SMITH, I.E. (1972).- Shoshonitic and alkaline association : TiO_2 content as a discriminant.
Nature, vol. 236, nº 68.

KORNPROBST, J. (1969).- Le massif ultrabasique de Beni Bouchera, Rif interne, Maroc.
Contr. Miner. Petro., vol. 23, p. 283-322.

KORNPROBST, J. (1971).- Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif.
Thèse Paris, 376 pages.

KRETS, R. (1961).- Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable compositions. Examples : orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet.
Journ. Geol., vol. 69, p. 361-387.

KRETZ, R. (1969).- Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages.
J. Geol., 71, p. 773-785.

KUNO, H. et al., (1957).- Differentiation of Hawaïian magmas.
Jap. J. Geol. Geogr., 28, p. 179-218.

KUNO, H. (1960).- High-alumina basalt.
J. Petrol., I, p. 121-145.

KUNO, H. (1963).- Crustal and upper mantle rocks beneath the Hawaiian Volcanoes ; paper delivered to the Upper Mantle Symposium.
13th Gen. Assembly, I.U.G.G., Berkeley, Calif.

KUNO, H. (1968).- Differentiation of basaltic magmas. Basalts : the poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, Vol. 2, p. 622-688. Int. Sc. Publishers. John Wiley and sons.

KUSHIRO, I. (1960).- Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks.
Am. Journ. Sci., vol. 258, p. 548-554.

KUSHIRO, I. (1964).- The system diopside-forsterite-enstatite at 20 kilobars.
Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 63, p. 101-108.

KUSHIRO, I. (1965).- Clinopyroxene solid solutions at hight pressures.
Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 64.

KUSHIRO, I. and KUNO, H. (1963).- Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks.
J. Petrol., 4, p. 75-89.

KUSHIRO, I. and SCHAIRER, J.F. (1963).- New data on the system diopside-forsterite-silica.
Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 63, p. 95-103.

KUSHIRO, I. and YODER, H.S. Jr. (1964).- Experimental studies on the basalt-eclogite transformation.
Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 63, p. 108-114.

KUSHIRO, I. and YODER, H.S. Jr. (1965).- The reactions between forsterite and anorthite at high pressures.
Carnegie Inst. nº 1455, p. 89-94.

LACROIX, A. (1893).- Les enclaves des roches volcaniques.
Protat, Mâcon.

LACROIX, A. (1894).- Etude minéralogique de la lherzolite des Pyrénées.
Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat., Paris.

LACROIX, A. (1901).- Minéralogie de la France.
4 t., Paris, Blanchard.

LACROIX, A. (1917).- Les péridotites des Pyrénées et les autres roches intrusives non feldspathiques qui les accompagnent.
C.R.Ac.Sc., t. 165, p. 381-387.

LARSEN, E.S. Jr. (1909).- The relation between the refractive index and the density of some cristallized silicates and their glass.
Amer. Journ. Sc., 4, 28, p. 263-274.

LE BAS, M.J. (1962).- The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage.
Amer. Journ. Sci., vol. 260, p. 267-288.

LEMAITRE, O., BROUSSE, R., GONI, J. et REMOND, G. (1966).- Sur l'importance de l'apport de fer dans la transformation de l'olivine en iddingsite.
Bull. Soc. Fr. Miner. Crist., 89, p. 477-483.

LONEY, R.A., HIMMELBERG, G.R. et COLEMEN, R.C. (1970).- Structure and petrology of the alpine-type peridotite at Burro Mountain, California (U.S.A.).
J. Petr., 12, 2, p. 245-309.

MAC DONALD, G.A. et KATSURA, T. (1964).- Chemical composition of Hawaiian lavas.
Journ. of Petr., vol. 5, p. 82-133.

MAC GREGOR, D.I. (1965).- Stability fields of spinel and garnet peridotites in the synthetic system MgO-Cao-Al_2O_3-SiO_2.
Carn. Inst. nº 1455, p. 126-134.

MAC GREGOR, D.I. (1965).- Aluminous diopsids in the three-phase assemblage diopside solid solution + forsterite + spinel.
Carn. Inst. nº 1455, p. 134-135.

MAC GREGOR, D.I. (1965).- The effects of pressure on the minimum melting composition in the system MgO-SiO_2-TiO_2.
Carn. Inst. nº 1455, p. 135.

MAC GREGOR, D.I. (1967).- The use of mafic and ultramafic inclusions in defining the depth of origin of basaltic magmas (abstract).
Trans. Amer. Geoph. Union, 48, p. 255-256.

MERCIER, J.C. (1972).- Structure des péridotites en enclaves dans quelques basaltes d'Europe et d'Hawai. Regards sur la constitution du manteau supérieur.
Thèse, 3e cycle, Nantes.

MONCHOUX P., BESSON M. (1969).- Sur les compositions chimiques des minéraux des lherzolithes pyrénéennes et leur signification génétique.
Bull. Soc. Fr. Minér. Crist., 92, p. 289-298.

MONCHOUX, P. (1970).- Les lherzolites pyrénéennes : contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur génèse et de leurs transformations.
Thèse, Toulouse.

MUIR, I.D. (1951).- The clinopyroxenes of the Shaergaard intrusion East Greenland.
Miner. Mag., vol. 29, p. 690.

NICOLAS, A. (1966).- Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises).
Thèse, Nantes, 299 p.

NICOLAS, A., BOUCHEZ, J.L., BOUDIER, F., MERCIER, J.C. (1971). Textures, structures and fabrics due to state flow in some european lherzolithes.
Tectonoph., 12, p. 55-86.

O'HARA, M.J. (1963).- The join diopside-pyrope at 30 kilobars.
Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 62, p. 116-118.

O'HARA, M.J. (1963).- Distribution of iron between coexisting olivines and calcium poor pyroxenes in peridotites, gabbros and other magnesian environments.
Am. J. Sci., 261, p. 32-46.

O'HARA, M.J. (1963).- Melting of bimineralic eclogite at 30 kilobars.
Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 62, p. 76-77.

O'HARA, M.J. and MERCY, E.L.P. (1963).- Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites.
Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 65, p. 251-314.

O'HARA, M.J. and YODER, H.S., Jr. (1963).- Partial melting of the mantle.
Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 62, p. 66-71.

O'HARA, M.J. (1964).- Non equivalence of distribution coefficients and tie-lines of coexisting pyroxenes.
Geol. Mag., 101, p. 472-473.

O'HARA, M.J. (1965).- Primary magmas and the origin of basalts.
Scot. J. Geol., 1, p. 19-40.

O'HARA, M.J. (1968).- The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems.

Earth. Sc. Rev., 4, 69.

OSBORN, E.F. & TAIT, D.B. (1952).- The system diopside-forsterite anorthite.
Amer. Journ. Sci., vol. 2, p. 413-433.

OXBURGH, E.R. (1964).-Petrological evidence for the presence of amphibole in the Upper Mantle and its petrogenetic and geophysical implications.
Geol. Mag., 101, p. 1-19.

PETERS, T.J. (1968).- Distribution of Mg Fe Al Ca and Na in coexisting olivine, orthopyroxene and clinopyroxene in the totalp serpentinite (Davos, Switzerland) and in the alpine metamorphised Malenco serpentinite (North Italy).
Contr. Mineral. Petrol., 18, p. 65-75.

POLDERVAART, A. et HESS, H.H. (1951).- Pyroxenes in the cristallisation of basaltic magmas.
Journ. Geol., 59, 472.

POULETT-SCROPE, G. (1866).- Géologie et volcans éteints du centre de la France, traduit de l'anglais par E. Vilmont (Paris, Clermont-Ferrand), 261 p.

RALEIGH, C.B. (1965).- Glide mechanisms in experimentally deformed minerals.
Science, 150 p. 739-741.

RALEIGH, C.B. (1968).- Mechanism of plastic deformation of olivine.
Journ. of Geoph. Res., 73, p. 5391-5406.

RAMBERG, H. & DE VORE, G. (1951).- The distribution of Fe^{++} and Mg^{++} in coexisting olivines and pyroxenes.
Journ. Geol., vol. 59, p. 193.

REYNIER, E. (1947).- Le pays de Vivarais.
Yssingeaux, 238 p.

RITTMANN, A. (1963).- Les volcans et leur activité.
Masson, Paris, 461 p.

RODGERS, K.A., BROTHERS, R.N. (1969).- Olivine, pyroxene, feldspar and spinel in ultramafic nodules from Auckland, New Zealand.
Min. Mag., 37, 287, p. 375-390.

ROSS, C.S., FOSTER, M.D. & MYERS, A.T. (1954).- Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks.
Amer. Mineral., vol. 39, p. 693-737.

SCHMIDT, E.R. and VERMAAS, F.H.S. (1955).- D.T.A. of magnetite.
Amer. Min., 40, p. 422-431.

SOBOLEV, V.S., SOBOLEV, N.V. (1964).- Xenoliths in kimberlite of northern Yakutia and the structure of the mantle.
Doklady Akad. Nauk. USSR., 168, p. 22-26.

SOKOLOV, G.A. (1946).- Chrome-spinelle des complexes ultra-basiques (principaux caractères de leur composition chimique et classification).
D.S. Belvakin Jub. Vol. Acad. Sci. U.R.S.S., p. 74.

TALBOT, J.A., HOBBS, B.E., WILSHIRE, H.G. & SURATMAN, T.R. (1966). Xenoliths and xenocrysts from lavas of the Kerguelen Archipelago.
Amer. Mineral., vol. 48, p. 159-179.

THEOBALD, G. (1847).- Die Vulkane des Vivarais.
Neues Jahrbuch fur Mineral., p. 257-284.

VARET, J. (1967).- Contribution à l'étude de la dimension des minéraux dans les roches.
C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., fasc. 3, p. 109-110.

VARET, J. (1967).- Les trachytes et les phonolites du Cantal septentrional.
Thèse, pétrographie, Orsay.

VARNE, R. (1970).- Hornblende lherzolithe and the Upper Mantle
Contr. Miner. Petr., 27, p. 45-51.

VELDE, D. (1967).- Sur le caractère alcalin des basaltes tertiaires et quaternaires de France.
C.R.Ac.Sc., t. 264, p. 1141-1144.

VILMINOT, J.C. (1962).- Les nodules de péridotites dans les basaltes du Velay (Haute-Loire).
Thèse 3e cycle, Paris, 105 p.

VILMINOT, J.C. (1964).- Structure chondritique dans des enclaves de roches basaltiques.
Bull. Soc. Franç. Minéral. Crist., t. 87, p. 143-149.

VILMINOT, J.C. (1965).- Les enclaves de péridotites et de pyroxénolite à spinelle dans le basalte du Rocher du Lion (Devès, Haute-Loire).
Bull. Soc. Fr. Miner. Crist., 88, p. 109-118.

VOLANE, J. (1910).- Terre vivaroise.
Paris, Nancy, 40 p.

VOLANE, J. (1942).- Sous le ciel ardéchois.
Valence, 139 p.

WALTER, C. (1960).- An X-ray method for defining composition of a magnesium spinel.
Amer. Miner., vol. 51, p. 239-242.

WHITE, R.W. (1966).- Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaï.
Contr. Miner. Petr., 12, p. 145-314.

WICKMAN, E. (1941).- Some aspects of igneous rocks and of differentiation by cristallization.
Geol. Foren. Stockholm Förh., 63, p. 419.

WILLSHIRE, M.G. & BINNS, R.A. (1961).- Basic and ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of New South Wales.
Journ. Petr., vol. 2, p. 185-208.

YAMASAKI, M. et BROUSSE, R. (1963).- La diversité des basaltes.
Bull. Soc. Geol. Fr. (7), V, p. 202-209.

YODER, Jr. H.S. et SAHAMA, Th. G. (1957).- Olivine X-Ray determinative curve.
Amer. Mineral.,42, 475.

YODER, H.S. & TILLEY, C.E. (1962).- Origin of basalt magmas. An experimental study of natural and synthetic rock systems.
Journ. Petr., vol. 3, p. 342.